IV-15.656

GHEORGHE ROMANESCU

HIDROLOGIA USCATULUI

CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

EDITURA TERRA NOSTRA
IAŞI - 2006

Gheorghe Romanescu

HIDROLOGIA USCATULUI

625352
B.C.U. IASI

Editura Terra Nostra
Iaşi - 2006

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tehnoredactor: Romanescu Gabriela
Culegere text: Romanescu Gheorghe
Grafică: Romanescu Gheorghe

Descrierea CIP a Bibliotecii Naționale a României
ROMANESCU, GHEORGHE
Hidrologia uscatului/ Gheorghe Romanescu. – Iași: Terra Nostra, 2006
ISBN (10) 973-8432-38-3; ISBN (13) 978-973-8432-38-3

556,5
556:338.48

ISBN 973-8432-38-3

Copyright©2005 Editura Terra Nostra, Iași
Toate drepturile asupra acestei ediții sunt rezervate autorului
e-mail: geluromanescu@yahoo.com

Coperta: Gheorghe Romanescu, Cristian Stoleriu

Foto copertă:
Cascada Niagara - America de Nord (Foto Gh.Romanescu, 2005)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cuprins

Introducere.....5
Capitolul I Ştiinţele hidrologice.....7
Capitolul II Volumul de apă din natură.....10
1.Generalităţi.....10
2.Geneza apei.....11
3.Resursele hidrosferei.....13
4.Ciclul apei.....22
5.Proprietăţile generale ale apei.....25
Capitolul III Hidrogeologie.....35
1.Caractere generale.....35
2.Geologia apei.....38
3.Studiul morfologic al acviferelor.....41
4.Zonalitatea subterană sol-apă.....54
5.Apa subterană, agent geodinamic şi hidrogeochimic.....55
6.Scurgerea şi hidrodinamica apelor subterane.....55
7.Metode de determinare a circulaţiei apelor subterane.....61
8.Calitatea apei subterane. Hidrogeochimia.....64
9.Apa subterană, resursă minerală regenerabilă.....65
10.Rezervele de apă subterană.....65
11.Resursele de apă subterană.....66
Capitolul IV Izvoarele.....68
A.Clasificarea izvoarelor.....68
B.Apele minerale.....74
Capitolul V Potamologie.....77
1.Apele de şiroiere.....79
2.Apele torenţiale.....79
3.Apele curgătoare cu caracter permanent.....80
4.Reţeaua hidrografică.....96
5.Categoriile hidrologice ale scurgerii.....102
6.Sistemele fluviale (cursuri de apă).....103
7.Structura şi compoziţia reţelei hidrografice.....103
8.Ierarhizarea reţelei hidrografice.....105
9.Elemente legate de reţeaua hidrografică.....107
10.Albia cursurilor de apă.....112
-Definiţie.....113
-Profilul transversal al albiei.....113
-Profilul longitudinal al râurilor.....117
-Nivelul de bază (baza de eroziune).....121
-Configuraţia în plan a râurilor.....121
-Forme ale curgerii fluviale.....126
-Determinarea elementelor secţiunii active de scurgere.....129
-Viteza apei în cadrul albiilor.....130
-Curenţii din râuri.....137
-Reţeaua hidrometrică.....140

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

-Nivelul râurilor....141
-Debitul râurilor....147
-Inundațiile (viiturile)....167
-Regimul termic și de îngheț al râurilor....176
-Caracteristicile hidrochimice ale râurilor....180
-Sursele de alimentare ale râurilor....183
-Clima și regimul scurgerii....184
-Dunărea....188
-Bazinele hidrografice....192
11.Regimul hidrologic al râurilor....207
Capitolul VI Limnologie....235
A.Caracterele generale ale lacurilor....235
1.Concepție și definiție....235
2.Istoricul limnologiei....235
3.Definirea termenilor de lac și baltă....236
4.Răspândirea lacurilor....238
5.Tipurile de lacuri....238
6.Elementele morfometrice ale lacurilor....259
7.Bilanțul apei (hidric) din lacuri....266
8.Dinamica apelor (valurilor)....269
9.Nivelurile....270
10.Particularitățile regimului termic....271
11.Fenomenele de îngheț....274
12.Caracterele hidroghimice....275
13.Culoarea și transparența apei....277
14.Procesele de colmatare....278
Capitolul VII Zăpezile și ghețarii – Glaciologie....280
1.Glaciologie – definiție....280
2.Geneza zăpezii și principalele proprietăți....280
3.Structura ghețarului....282
4.Limita zăpezilor permanente (persistente)....283
5.Reacția glaciației în funcție de climat....284
6.Grosimea și durata stratului de zăpadă....285
7.Repartiția actuală a zăpezilor și ghețarilor....285
8.Repartiția cuaternară a zăpezilor și ghețarilor....287
9.Erele glaciare vechi....287
10.Ghețarii și relieful derivat....289
11.Scurgerea glaciară....293
12.Activitatea ghețarilor....295
13.Ablația și acumularea....296
Bibliografie selectivă....298

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

INTRODUCERE

Pentru cele mai multe persoane, apa este un corp incolor, inodor şi insipid. Această definiţie, însuşită încă de pe băncile şcolii, lasă o impresie de banalitate. Ca urmare a caracteristicilor sale, apa este o substanţă extraordinară. Dacă Terra este un organism, apa joacă rolul sângelui. Dacă poate exista viaţă fără aer, nu acelaşi lucru se poate spune şi despre apă.

În condiţiile societăţii actuale, apa joacă rol de primă importanţă în economia oricărei ţări. Ca urmare a locului ocupat pentru societatea actuală această substanţă trebuie foarte bine manageriată.

Hidrologia, în cadrul ştiinţelor geografice, ocupă un rol foarte important, fiind considerată ştiinţă fundamentală. În acest context trebuie acordată o atenţie deosebită fenomenelor hidrologice cu implicaţii majore asupra mediului înconjurător. Din păcate, ultimile evenimente devastatoare care s-au petrecut pe teritoriul României sunt legate, ca mai tot timpul, de inundaţii. Este, practic, latura cea mai importantă şi totodată cea mai interesantă spre care trebuie să se îndrepte actuala geografie, în general şi mai ales hidrologia, în special. Dacă geografia, în ansamblu, sau subramurile sale, în special, nu se va îndrepta spre latura practicistă, cu siguranţă că domeniul de bază va suporta consecinţele de rigoare. Actuala generaţie este creată pentru a pune în practică cunoştinţele acumulate pe treptele învăţământului superior şi nicidecum de a acumul material faptic interesant pentru discuţii de cafenea.

Apa, ca agent cu mobilitate ridicată, trebuie studiată sub toate formele sale de agregare.

Cursul de faţă este structurat pe 7 capitole. Importanţa cea mai mare este acordată apelor subterane şi râurilor, deoarece acestea contribuie cu cele mai mari cantităţi în circuitul economiei generale. Un loc foarte important îl ocupă şi studiul gurilor de vărsare (estuare şi delte). În actuala modalitate de globalizare, locul de vărsare al marilor fluvii reprezintă locul de consens între peren şi efemer. Încă din cele mai vechi timpuri gurile marilor fluvii au atras populaţia ca urmare a binefacerilor oferite "gratuit" de natură. Au fost înlăturate o serie de capitole care vor fi studiate la specializările din anii terminali (Istoricul cercetărilor, Apa în viaţa popoarelor, Miturile şi legendele apei, Telmatologia şi Poluarea apei); cu toate acestea coerenţa nu poate fi ştirbită şi noţiunile de bază sunt bine ierarhizate.

Lucrarea, astfel concepută, se adresează studenţilor de la facultăţile de geografie, ecologie, hidrotehnică, biologie etc. şi tuturor celor dornici de cunoaştere.

BCU ASTRA CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL I ŞTIINŢELE HIDROLOGICE

Motto:

"Priza pe care o are apa asupra materiei nu este pe deplin înţeleasă dacă ne mulţumim cu observaţia vizuală".

Gaston Bachelard, Apa şi visele

Etimologic, cuvântul hidrologie derivă din limba greacă: *hydros = apă* şi *logos = ştiinţă.*

Hidrologia este o ştiinţă geografică, ea reprezentând unul din cele patru geosisteme terestre şi ocupă un foarte important loc în studiul mediului geografic, fiind considerată o disciplină fundamentală.

Hidrologia, este ştiinţa care se ocupă cu studiul apelor naturale. Cercetează şi stabileşte formarea, circulaţia şi răspândirea apelor, proprietăţile fizice şi chimice, regimul şi acţiunea lor, legile fenomenelor şi proceselor desfăşurate în cadrul apelor, dar şi acţiunea lor mutuală cu mediul înconjurător şi cu diversele activităţi umane.

Hidrologia poate fi împărţită în două mari ramuri (Davîdov, 1953): generală şi regională.

1.Hidrologia generală – se ocupă cu studierea însuşirilor generale ale apelor naturale şi a unităţilor acvatice, legile generale care dirijează procesele din hidrosferă şi interacţiunea apelor de la suprafaţa Terrei.

2.Hidrologia regională – se ocupă cu descrierea şi caracterizarea apelor din anumite teritorii, determinarea legilor răspândirii geografice, regimul şi legăturile reciproce cu condiţiile fizico-geografice din regiunile respective etc. În toate cazurile se ţine seama de legile şi ipotezele stabilite de hidrologia generală.

Studierea, sub aspectele cele mai generale, revine *hidrologiei fizice* (*hidrologia globală*). Cercetările în cauză se opresc asupra proceselor fizice generate de energia solară, proceselor din atmosferă şi scoarţa terestră, circulaţia globală a apelor, curenţilor din atmosferă, hidrosferă, dinamica căldurii globale etc. Din hidrologia fizică se desprind ramuri cu caracter secundar:

- *Hidrologia uscatului* (*Hidrologia continentală*) – studiază geneza şi regimul apelor continentale, procesele ce leagă unităţile hidrografice între ele, legile ce le guvernează şi interacţiunea lor cu mediul.

Hidrologia continentală ocupă locul amonte (comandă, determină) faţă de unele fenomene geografice sau nivele de organizare a spaţiului:

-amonte de morfogeneza proceselor ce determină densitatea drenajului şi a reţelei hidrografice care sunt, în acelaşi timp, produse ale geomorfologiei;

-amonte de pedologie şi biogeografie pentru teritoriile dominate de condiţiile hidrologice apropiate de câmpiile aluviale inundabile;

-amonte de unele activităţi umane, începând cu delta Nilului şi Asia musonică, până la navigaţia interioară de pe Volga, Marile Lacuri etc.

Hidrologia şi spaţiul nu pot fi disociate. Înţelegerea fenomenelor hidrologice trece prin cunoaşterea spaţiului. Progresele hidrologiei trec prin cele ale geografiei şi vice versa. Hidrologia geografică este, din punct de vedere cantitativ şi calitativ, subdezvoltată. Este din ce în ce mai necesară în cunoaşterea fundamentală a societăţii, dar inerţia instituţiilor frânează dezvoltarea sa pe linia normală (Cosandey, Robinson, 2000).

Ca urmare a unei specializări aprofundate sunt conturate următoarele subdiviziuni:

- hidrologia apelor subterane (hidrogeologia);
- hidrologia apelor curgătoare (potamologia);
- hidrologia lacurilor (limnologia);
- hidrologia mlaştinilor (telmatologia);
- hidrologia gheţarilor şi zăpezilor – o altă stare de agregare a apei (glaciologia sau criologia).

Sub aspect fizic, cantitativ, particularităţile fenomenelor şi proceselor hidrologice desfăşurate în râuri, lacuri, mlaştini etc. sunt cercetate cu ajutorul *hidrometriei.* Aceasta studiază metodele şi aparatele de determinare cantitativă şi de prelucrare, în primă formă, a elementelor hidrologice.

Ca urmare a finalităţii practice se conturează pregnant şi o *hidrologie aplicată.*

- *Oceanografia* (*Oceanologia*) – ştiinţa care studiază oceanul şi mediul marin. Prin oceanologie, se înţelege, în primul rând, exploatarea, din punct de vedere economic, a Oceanului Planetar.

- *Hidrometeorologia* – compartiment al meteorologiei care se ocupă cu studiul apei existente în spaţiul atmosferic.

Raporturile hidrologiei cu alte ştiinţe

Pentru explicarea unor aspecte studiate de hidrologie se folosesc rezultatele şi legile stabilite de alte ştiinţe:

- *Hidrochimia* – are ca obiect de studiu proprietăţile chimice ale apei, explicând reacţiile chimice ce au loc în apele naturale şi consecinţele acestora în regimul hidrochimic al unităţilor acvatice.

- *Hidrofizica* – studiază proprietăţile fizice ale apelor şi contribuie la înţelegerea fenomenelor termice, mecanice, optice şi electrice.

- *Hidraulica* – studiază legile generale ale dinamicii lichidelor şi contribuie la înţelegerea proceselor erozive, de transport şi sedimentare.

- *Hidroenergetica* – studiază energia apei şi modul ei de utilizare.

- *Hidrotehnica* – cercetează schimbările ce se produc în albiile râurilor sau lacuri. Pune în valoare rezervele de apă, realizează lucrări hidrotehnice, analizează bilanţul hidrologic din cadrul obiectivelor etc.

Deoarece fenomenele şi procesele hidrologice se găsesc în strânsă legătură cu mediul geografic în care se produc, hidrologia are relaţii strânse cu celelalte ştiinţe care studiază geosferele: meteorologie şi climatologie, geologie, geomorfologie, pedologie, biologie, hidrobiologie, microbiologie, matematică, astronomie, statistică, gospodărirea şi economia apelor, balneologie, paleohidrologie, filosofie etc.

Obiectivele hidrologiei

Cel mai important obiectiv al hidrologiei este cel al *cercetării fundamentale.* Deoarece atacă şi domenii tehnice, trebuie să răspundă şi la unele probleme *aplicative*:

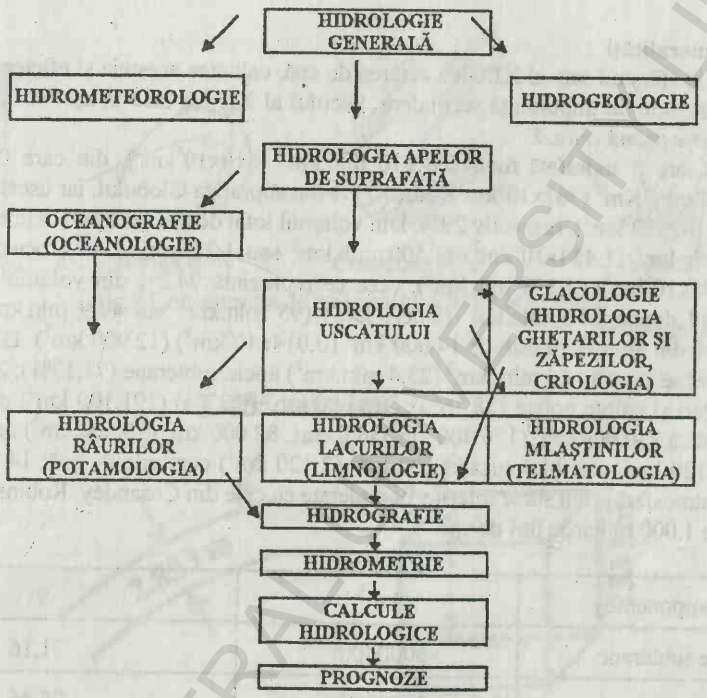
- stabilirea bilanţurilor hidrologice pe teritorii componente din cadrul continentelor: bazine hidrografice (precipitaţii, evaporare, umiditatea solului, scurgeri pe cursurile de apă etc.); unităţi de relief etc.;

- determinarea volumului mediu de apă care se scurge printr-un profil transversal din cadrul unui râu (potenţial hidroenergetic);

- variaţia volumului de apă scurs în diferite intervale calendaristice;

BCU "BABEŞ-BOLYAI" UNIVERSITY LIBRARY

- stabilirea valorilor extreme ale scurgerii din cadrul cursurilor de apă (valori maxime şi minime);
- scurgerea aluviunilor (transportate şi depuse);
- prognoza volumului şi nivelului;
- influenţa acţiunii umane asupra cantităţii şi calităţii apelor etc.



B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI GEOLOGIE-GEOGRAFIE

Fig.1 Modelul hidrologiei generale

Hidrologia, ca ştiinţă de primă importanţă practică în activitatea umană, pune în valoare puterea hidraulică a cursurilor de apă, măreşte fertilitatea solului, alimentează cu apă centrele populate şi impulsionează industria etc. (Romanescu, 1996).

BCU IASI / CULTURAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL II VOLUMUL DE APĂ DIN NATURĂ

Motto:

"Cine se îmbogăţeşte se îngreunează. Această apă îmbogăţită cu atâtea reflexe şi umbre este o apă grea".

Gaston Bachelard, Apa şi visele

1. Generalităţi

Până la sfârşitul sec. al XIX-lea cererea de apă, calitatea acesteia şi eficienţa utilizării ei au reprezentat probleme de importanţă secundară. Secolul al XX-lea face în aşa fel încât aduce apa la stadiul de *materie primă critică.*

Terra, are o suprafaţă totală de 510 mln.km^2 (510x10^{6}km^2), din care Oceanul Planetar dispune de 361 mln. Km^2 (361x10^{6}km^2), adică 71% din suprafaţa Globului, iar uscatul continental de 149 mln.km^2 (149x10^{6}km^2), respectiv 29%. Din volumul total de apă pe care-l deţine planeta noastră, adică 1.454 mln.km^3 (1.454x10^{6}km^3) (1.500 mln.km^3 sau 1.385 mln.km^3*), oceanele deţin 1.370 mln.km^3 (1.370x10^{6}km^3) (1.338 mln.km^3), ceea ce reprezintă 94,2% din volumul total de apă, în timp ce uscatul deţine 84,3 mln.km^3 (84x10^{6}km^3) (95 mln.km^3 sau 47,9 mln.km^3), adică 5.8%; volumul de apă din atmosferă este de 14.000 km^3 (0,014x10^{6}km^3) (12.900 km^3). Din cele 84,3 mln. km^3 de pe uscat se separă : 60 mln. km^3 (23,4 mln.km^3) apele subterane (71,17%); 24 mln.km^3 (24,3 mln.km^3) gheţari şi calote polare (28,36%); 315.000 km^3 (0,37%) (191.100 km^3) depozitele de *apă disponibilă* [adică 230.000 km^3 (176.400 km^3) în lacuri; 82.000 km^3 (16.500 km^3) umiditatea solului; 2.000 km^3 (1.120 km^3) apa biologică; 1.200 km^3 (2.120 km^3) cursurile de apă; 14.000 km^3 (12.900 km^3) apa din atmosferă] (din surse diferite, completate cu cele din Cosandey, Robinson, 2000). 1 km^3 de apă conţine 1.000 miliarde litri de apă.

Componente	km^3	%
Ape subterane	60000000	71,16
Gheţari	24000000	28,46
Lacuri	230000	0,27
Umiditatea solului	82000	0,09
Vaporii din atmosferă	14000	0,016
Apa biologică	2000	0,002
Apa din râuri	1200	0,0014
TOTAL	84316600	100

Tabel 1 Repartiţia volumului de apă dulce

Unele organisme înmagazinează o mare cantitate de apă, proporţia cea mai mare deţinând-o meduza (95%).

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Răspândirea apei şi uscatului pe Terra nu este uniformă, mai ales în ceea ce priveşte repartiţia acestora în cele două emisfere. Apa, dacă ar fi uniform repartizată pe suprafaţa Terrei, ar deţine o grosime de 2.853m. Volumul său ar încăpea într-un cub cu latura de 1.133 km. Cea mai mare parte a uscatului se găseşte în emisfera nordică, unde apele acesteia ocupă 53%, iar suprafaţa uscatului 47% (Vanney, 1991); în emisfera sudică apa ocupă 89%, în timp ce uscatul deţine doar 11%.

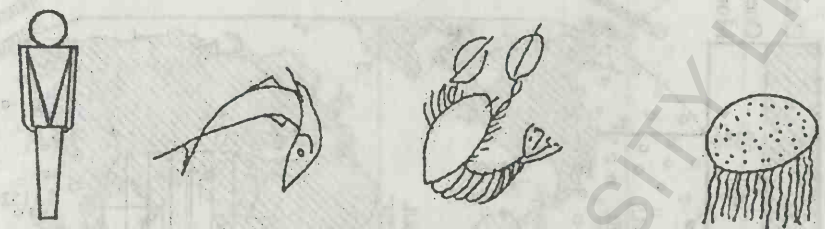


Fig.2 Concentraţia de apă pentru diferite organisme
după Thurman, 1988

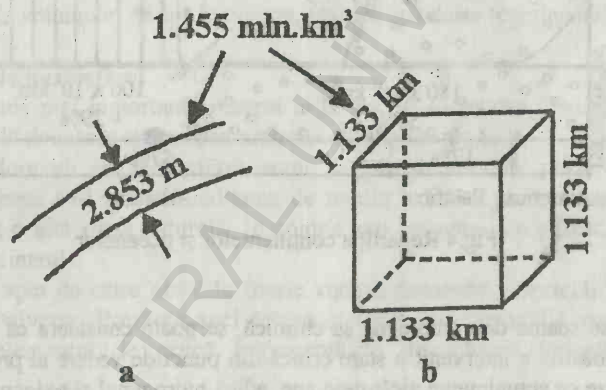


Fig.3 Echivalenţele bogăţiei de ape ale Terrei: a-grosimea unui strat uniform de apă pe suprafaţa planetei; b-un rezervor de formă cubică.
după Diaconu, 1988

Apa disponibilă din lacuri, atmosferă şi râuri reprezintă doar 245.200 km^3, adică 0,28% din totalul apei dulci. Despre raportul dintre apa marină şi cea dulce, în acest caz, nici nu mai poate fi vorba, prima deţinând practic monopolul.

2.Geneza apei

Acest imens volum de apă îşi are originea cu mult înainte ca primele forme de viaţă să-şi facă simţită prezenţa; această remarcă se bazează pe faptul că apa reprezintă o componentă de bază a vieţii.

Asupra genezei şi provenienţei sale s-au făcut foarte multe supoziţii, dar mult mai târziu s-a ajuns la o oarecare accepţiune universală. În doctrina lui Aristotel, care a exercitat o puternică

influenţă asupra credinţei alchimiştilor până la finele secolului al XVIII-lea, apa reprezenta unul din cele patru elemente fundamentale: pământ, aer, foc şi apă. În anul 1781, *Cavendish* a arătat că ea se formează ca urmare a combustiei hidrogenului. În 1805, *Guy-Lussac* şi *Humboldt* au reuşit sinteza eudiometrică a apei, dovedind astfel că ea este un compus chimic şi nu un element.

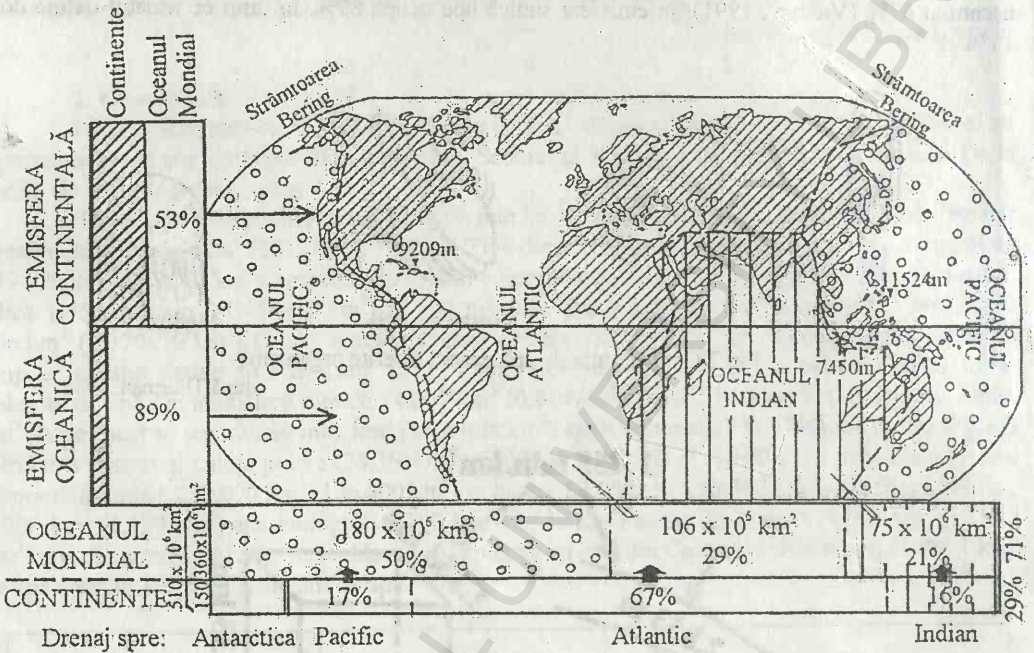


Fig.4 Repartiţia continentelor şi oceanelor

după Vanney, 1998

Ţinându-se seama de compoziţia sa chimică, se poate considera că într-o anumită fază a formării planetei noastre, a intervenit o stare critică din punct de vedere al presiunii şi temperaturii când, cele două gaze ce actualmente alcătuiesc apa, adică hidrogenul şi oxigenul, aflate în atmosfera iniţială în cantităţi foarte mari, au avut posibilitatea, sub acţiunea descărcărilor electrice de mare intensitate, să genereze apariţia apei, fenomen fizico-chimic dovedit şi prin încercările de laborator ale lui *Lavoisier* (1743 - 1794).

Iniţial, s-au format mari cantităţi de vapori de apă, dată fiind temperatura încă ridicată pe care o avea Terra. Sub efectul unei răciri progresive, în condiţii oarecum diferite, vaporii de apă au generat adevărate „fluvii" verticale de apă care, la rându-le, o parte se evaporau, iar altă parte se acumula în imensele depresiuni ale scoarţei; această stocare ce s-a continuat timp de milioane de ani, a dat naştere astfel mărilor şi oceanelor în forma lor primară, cu ape mineralizate ca urmare a încărcării lor cu diferite săruri ce proveneau din spălarea rocilor.

Combinarea a două molecule de hidrogen cu una de oxigen nu a mulţumit pe toţi cercetătorii, aceştia căutând şi alte explicaţii: unii dintre ei afirmă că apa ar proveni din interiorul Pământului, adusă la suprafaţă prin intermediul vulcanilor, însă într-o fază când aceştia din urmă se manifestau într-o mai mare proporţie. Este adevărat că şi astăzi vulcanii aduc importante cantităţi de vapori de apă în atmosferă, dar nu suficiente încât să explice marele volum de apă de pe Terra.

Poate că cea mai importantă ipoteză ar fi cea care a încercat să le împace pe cele două mai sus amintite şi care afirmă că apa provine din combinarea a două molecule de hidrogen cu una de oxigen, dar şi prin intermediul vulcanilor.

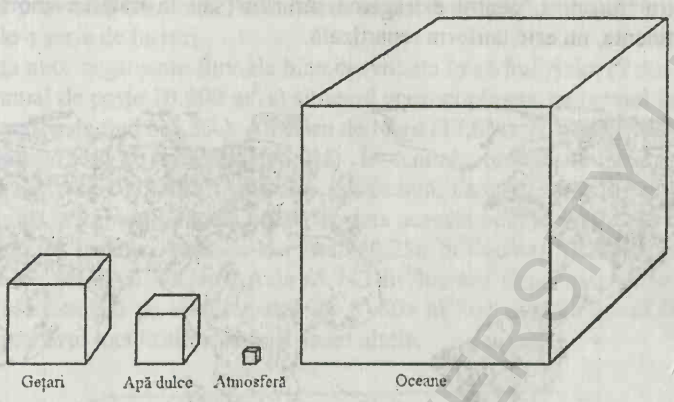


Fig.5 Repartiţia volumului de apă în oceane, gheţari, apă dulce (continentală) şi atmosferă

3.Resursele hidrosferei

Apa este cea mai importantă resursă a Terrei. În societatea actuală este considerată o resursă fundamentală deoarece stă la baza tuturor activităţilor umane.

În unele domenii ale hidrosferei ea nu se găseşte în stare pură. Conţine numeroase substanţe solubile ceea ce-i conferă calitatea de mediu hrănitor pentru diverse organisme, ele însele reprezentând o altă sursă naturală. În soluţie sau suspensie se găsesc, de asemenea, şi o serie de substanţe minerale.

Utilizarea apei de către om este foarte variată deoarece proprietăţile pe care le deţine aceasta sunt şi ele diverse. Prezenţa apei este o condiţie indispensabilă apariţiei şi dezvoltării vieţii. Apa este elementul de primă importanţă în dezvoltarea industriei, agriculturii şi transportului.

Ca urmare a faptului că domeniile de utilizare s-au diversificat şi apa este folosită pe teritorii din ce în ce mai extinse, se simte o oarecare influenţă asupra calităţii şi cantităţii acesteia pe teritorii restrictive. Apare astfel necesitatea efectuării unui bilanţ al resurselor de apă.

Din volumul total de apă existent pe Terra, "nimic nu se pierde, nimic nu se câştigă". Datorită ciclului hidrologic natural apa se reînnoieşte continuu şi devine o sursă inepuizabilă la nivel global. Pe plan regional, însă, ea poate lipsi total sau parţial.

Cea mai mare parte a resurselor de apă este cantonată în oceane, ceea ce înseamnă că ea nu poate fi folosită în alimentarea cu apă potabilă, industrială sau agricolă. Restul este reprezentat de apa dulce de pe continente, care poate fi cantonată în râuri, lacuri, gheţari, ape subterane, atmosferă etc. Din păcate, nici aceasta nu poate fi utilizată în întregime deoarece o bună parte a ei se găseşte în forme inaccesibile.

Din cele 5,8% cât reprezintă apa dulce doar 0,37% sunt reprezentate de depozitele de apă disponibilă.

Cu toate că apele oceanice sunt cele care deţin întâietatea ca volum şi suprafaţă, cele mai importante, din punct de vedere economic, sunt cele continentale. Apele dulci sunt folosite pentru satisfacerea trebuinţelor fiziologice, în industrie şi agricultură. Sunt şi ape continentale sărate, cantonate, mai ales, în lacuri, sau cele care ies sub forma unor izvoare; acestea sunt folosite ori pentru transport, pentru extragerea sărurilor sau în tratarea unor boli. Apa dulce, existentă pe continente, nu este uniform repartizată.

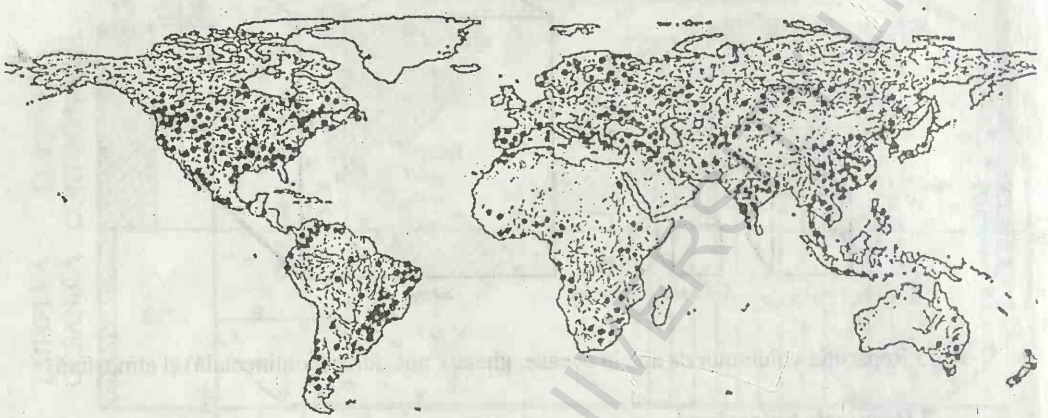


Fig.6 Rezervoarele de apă mai mari de 500 mln.m^3

după Vörösmarty et al., 1997

Continent	Suprafaţa km^2	Precipitaţii mm	Scurgere mm	Evapotranspiraţie	Coeficient de scurgere
Africa	$30,3*10^6$	690	140	550	0,20
Asia	$45*10^6$	720	290	430	0,40
Australia	$8,7*10^6$	740	230	510	0,31
Europa	$9,8*10^6$	730	320	410	0,44
America de Nord	$20,7*10^6$	670	290	380	0,43
America de Sud	$17,8*10^6$	1650	590	1060	0,36

Tabel 2 Bugetul mediu anual al apelor continentale

după Lvovici. 1979 citat de Hornberger et al., 1998

Din volumul total, cele mai mari proporţii sunt deţinute de apele subterane şi calotele glaciare. Apa cantonată în gheţarii montani şi calotele glaciare însumează un volum de 24.000.000 km^3. Cea mai mare proporţie o deţine Antarctida cu 21.000.000 km^3, după care urmează Groenlanda şi mai apoi, la mare distanţă, gheţarii montani. Importanţa lor se leagă de volumul apreciabil de apă rezultat în perioada de topire deoarece constituie sursa de alimentare a unor râuri. Există preocupări în direcţia găsirii unor metode eficace pentru utilizarea

icebergurilor. Apa provenită din topirea lor ar putea reprezenta o sursă pentru alimentarea casnică, dar şi pentru irigaţii în zonele secetoase din apropierea litoralului.

Apele curgătoare reprezintă una din părţile cele mai reduse ale apelor dulci. Cu toate acestea, omul le foloseşte din cele mai vechi timpuri. În fiecare an Oceanul Planetar primeşte cca. 1.200 km^3 de apă provenită din râuri. Participarea reţelei hidrografice diferă de la un continent la altul, în funcţie de o serie de factori.

Existenţa unor organisme fluviale bine dezvoltate în cadrul Asiei (9 din cele 16 fluvii cu un debit mediu anual de peste 10.000 m^3/s) situează acest continent pe primul loc (30,7%), după care urmează America de Sud (25,3%), America de Nord (17,6%), Africa (9,7%), Europa (6,8%), Australia şi Oceania (5%) şi Antarctida (4,9%). În schimb, ordinea, după disponibilul de apă dulce pe locuitor, este cu totul alta: Australia şi Oceania, care se situează pe ultimul loc (între continentele locuite) la volumul de apă scurs, de data aceasta ocupă primul loc cu peste 106.727 m^3/loc/an; urmează în ordine: America de Sud (50.256 m^3/loc/an), America de Nord (22.222 m^3/loc/an), Africa (10.020 m^3/loc/an), Asia (5.743 m^3/loc/an) şi pe ultimul loc Europa (5.302 m^3/loc/an). Media mondială pe locuitor este de 10.804 m^3/loc/an. Pe regiuni fizico-geografice, fără raportare la numărul locuitorilor, valorile sunt altele.

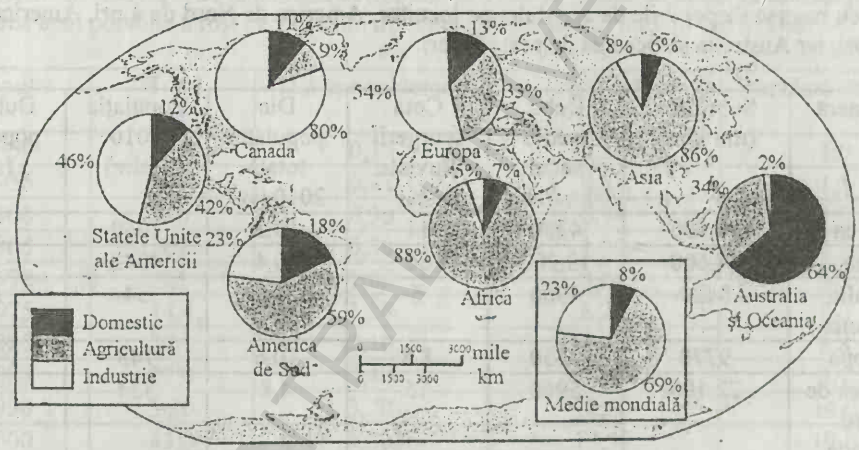


Fig.7 Procentul utilizării apei în diferite sectoare

după Ressources mondiales, 1992

Problema cea mai importantă, din acest punct de vedere, se pune cu stringenţă pentru continentele Asia şi Europa. La disponibilul de apă dulce pe locuitor, cele două continente ocupă penultimul şi respectiv ultimul loc. Ca număr de locuitori, însă, cele două continente deţin câteva recorduri, primul la numărul de locuitori, iar cel de-al doilea la densitate (una din cele mai ridicate – cca.100 loc/km^2).

Continentul	Volumul de apă scurs		Populaţia	Disponibilul de apă dulce pe locuitor
	km^3/an	%	mln. loc. (1996)	m^3/an

BCU CENTRALA LIBRARY

Asia	14410	30,7	3489	5743
America de Sud	11760	25,3	322	50256
America de Nord	8200	17,6	461	22222
Africa	4570	9,7	739	10020
Europa	2310	6,8	728	5302
Australia şi Oceania	2348	5,0	29	106727
Antarctida	2310	4,9	-	-
TOTAL	46848	100,0	5768	10804

Tabel 3 Repartiţia disponibilului de apă dulce

Disponibilul de apă dulce pe cap de locuitor este mai mare de 8 ori în Asia şi de 6 ori în Europa, comparativ cu consumul mediu actual. Faptul că populaţia este în continuă creştere şi rezervele de apă rămân tot timpul aceleaşi (pe regiuni poate chiar scădea printr-un consum intens, sau prin poluare), astăzi se pune un accent deosebit pe gospodărirea rezervelor de apă, mai ales pentru continentele suprapopulate. Faţă de Europa şi Asia, Africa este de două ori mai bine dotată cu resurse disponibile de ape dulci pe locuitor, America de Nord de 4 ori, America de Sud de 10 ori, iar Australia şi Oceania de peste 20 ori.

Continent	Suprafaţa (mii km^2)	Debit mediu anual km^3/an	Cota scurgerii fluviale %	Din populaţia totală 2010 (%)	Populaţia 2010 (mln.)	Dublarea populaţiei (ani)
Africa	30,600	4220	11	15,2	1069	24
Asia	44,600	13,200	36	60,4	4242	42
Australia – Oceania	8420	1960	5	0,4	34	60
Europa	9770	3150	8,8	10,6	743	-
America de Nord (Canada, SUA, Mexic)	22,100	5960	15	4,8	334	105
America Centrală şi de Sud	17,800	10,400	26	8,6	601	36
Total (fără Antarctida)	134,000	38,900	-	100,00	7024	45

Tabel 4 Estimarea disponibilului de apă în vederea utilizării

după World Resources Institut, 1992-1993

Cu toate acestea, chiar în cadrul continentelor, apar diferenţieri foarte mari, sau chiar în interiorul aceleiaşi ţări (Australia, America de Sud, Africa, America de Nord etc.). În acest sens se pot cita deşerturile Sahara şi Kalahari din Africa, deşerturile centrale din Australia, deşertul

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Atacama şi Podişul Patagoniei din America de Sud, Podişul Mexicului şi Podişul Marelui Bazin din America de Nord, care sunt departe de indicele mediu continental al disponibilului de apă.

Continentul *Europa* are cel mai mare disponibil de apă dulce pe locuitor în sectorul vestic al Peninsulei Scandinave, unde valoarea acestui indice este de peste 12 ori mai mare decât media continentală. Media mai este depăşită doar de Europa Nordică şi Estică, în regiunea muntoasă înaltă a lanţului alpino-carpato-balcanic şi în unele sectoare ale Europei Occidentale. Valori apropiate de media continentală se găsesc în unele sectoare ale Europei Vestice, peninsulele Iberică şi Italică. Valorile cele mai mici (de două-trei ori mai scăzute) sunt specifice Europei Centrale; acest din urmă caz nu se explică prin lipsa resurselor de apă, ci prin concentrarea masivă de locuitori, unde densităţile depăşesc adesea valoarea de 200-300 loc/km^2. Pe ţări, Norvegia are cel mai mare disponibil de apă dulce pe locuitor, în timp ce Ungaria se situează pe ultimul loc.

Resursele de apă ale râurilor din România sunt estimate la 37.000.000.000 m^3/an, ceea ce înseamnă că valoarea indicelui de disponibilitate pe locuitor este de cca. 1.650 m^3. Realitatea demonstrează că procentul creşte de 5 ori deoarece pe teritoriul României trece şi Dunărea, care are un debit mediu anual la intrarea în ţară de 5.300 m^3/s (170.000.000.000 m^3/an). Necesarul de apă în România a crescut de la un total de 1,4 km^3 în 1950 la 43 km^3 în 2000. În aceeaşi perioadă, furnizarea apei potabile a fost de 113 mln. m^3/an în 1950 şi de 2,5 mld. m^3/an în 1987.

Anul	Total km^3	Din ape subterane	Din Dunăre	Din râuri interioare
1950	1,4	0,15	0,25	1,0
1955	1,0	0,21	0,29	1,5
1960	2,6	0,36	0,34	1,9
1965	4,7	0,50	1,70	2,5
1970	9,1	1,00	4,60	3,5
1975	14,4	1,20	6,20	7,0
1980	20,0	2,10	9,10	8,8
1985	22,0	2,40	10,50	9,1
1990	36,0	3,20	18,80	14,0
2000	43,0	4,50	19,50	19,0

Tabel 5 Dinamica necesarului de apă din România

după Zăvoianu, 1993

Asia, în această privinţă, este un continent al contrastelor deoarece disponibilul de apă pe locuitor oscilează între 500 m^3/loc/an şi peste 50.000 m^3/loc/an.

Regiunile cele mai dotate sunt Asia Nordică, Estică şi Sud-Estică; în Asia Centrală şi Sud-Vestică valorile sunt de 5 până la 20 ori mai mici decât media continentală.

Pe ţări, cel mai mare disponibil îl au majoritatea ţărilor din Indochina, partea asiatică a C.S.I. şi Mongolia. Pentru Mongolia şi alte ţări central-asiatice, disponibilul este mare ca urmare a populaţiei puţin numeroase. Valorile cele mai mici ale acestui indice sunt specifice ţărilor din Peninsula Arabiei (de 5-10 ori mai mic decât media continentală), urmate de Pakistan, Bangladesh şi Coreea de Sud (de 2-5 ori mai mic faţă de valoarea mediei continentale). Pentru ţările înainte amintite valoarea indicelui este mică deoarece sunt state suprapopulate. China şi India, ţări în care se află aproape două treimi din populaţia continentului, beneficiază de un

disponibil de apă dulce relativ scăzut, cuprins între 2.500-5.000 m^3/loc/an. În cuprinsul acestor ţări sunt şi regiuni în care indicele este foarte scăzut şi alimentarea cu apă deficitară (Deşertul Thar, Podişul de Loess, Djungaria, Takla Makan etc.).

Africa prezintă cele mai mari disproporţii între regiuni şi ţări în privinţa disponibilului de apă dulce pe locuitor, asigurat de râuri.

Există regiuni şi ţări unde indicele disponibilului de apă dulce scade până la 500 m^3/loc/an, dar sunt şi ţări care depăşesc cu peste 100 ori valoarea consumului mediu global. În topul disponibilului se găsesc ţările din centrul şi vestul continentului şi Madagascar, iar la partea inferioară sunt state precum Algeria, Maroc, Tunisia şi Egipt.

Analiza situaţiei pe ţări nu reflectă decât parţial realitatea în privinţa dotării cu astfel de resurse. În cele mai multe ţări (mai ales în cele mari) suma medie luată în considerare provine din valori foarte diferite ale indicelui disponibilităţii de apă dulce din diversele regiuni ale ţărilor respective. Media anuală, însă, nu dă indicaţii asupra repartiţiei volumului de apă pe luni sau pe anotimpuri. Pentru asigurarea necesarului de apă este de mare importanţă ca perioadele din an care au un volum mare de apă scurs pe râuri să coincidă cu cele de mare consum, mai ales în domeniul agricol.

Prin urmare, pe Terra, sunt regiuni unde problema necesarului de apă se pune cu acuitate: regiunile deşertice şi semideşertice, stepele secetoase, unele regiuni mediteraneene etc. Sunt însă şi regiuni unde necesarul de apă depăşeşte cu mult cerinţele populaţiei: regiunile ecuatoriale, cele bântuite de alizee şi musoni etc.

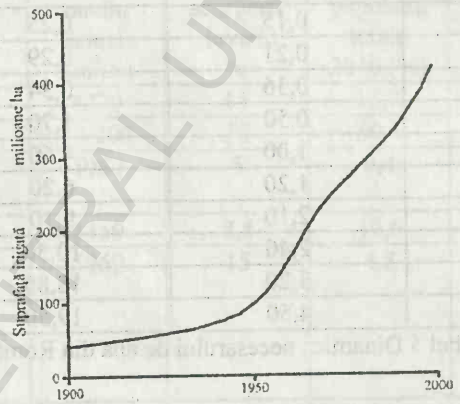


Fig.8 Expansiunea globală a suprafeţelor irigate
după Jones, 1998

Pentru unele regiuni care cunosc o slabă scurgere de suprafaţă apele subterane sunt indispensabile (Africa, Australia, Asia Centrală, China etc.). Între suprafaţa topografică şi adâncimea de 4.000m se găseşte un volum de apă estimat la 8.340.000 km^3 (>70 ori volumul apei din lacuri).

În funcţie de adâncimea la care se găsesc apele subterane, acestea se împart în: ape subterane libere (localizate în primul acvifer, imediat sub suprafaţa topografică a solului şi au relaţie directă cu apele de suprafaţă), ape subterane de subsuprafaţă (situate imediat sub prima

categorie, fiind despărțite de un strat impermeabil) și apele de adâncime (cele care se află la adâncimi mari, de sute sau mii de metri și care uneori pot fi captive).

Cea mai mare cantitate de apă subterană se extrage din pânza freatică, mai ales prin intermediul puțurilor care nu necesită pompaje speciale. Epuizarea sau cantitatea insuficientă a apei freatice, față de consumul actual, a impus și folosirea apelor de adâncime.

Avântul industrializării și urbanizării, extinderea terenurilor agricole irigate etc. au determinat o creștere spectaculoasă a consumului de apă de la 400 km^3 (1900), la 1.100 km^3 (1950), la 2.600 km^3 (1970), depășind 3.000 km^3 (1975); pentru anul 2000 se estimează o dublare a consumului față de anul 1975. Cca.50% din populația S.U.A. utilizează apa subterană; în unele state (Nebraska) se ajunge la proporții de peste 85%. Între 1950-1990, stratul apei subterane din S.U.A. s-a diminuat cu 160% (Water Resources Council for the United States, 1998).

S-au produs totodată modificări de structură: principalul consumator este și astăzi agricultura, numai că ponderea ei a scăzut de la 88% în anul 1900, la 70% în anul 1975; în același timp a crescut ponderea industriei de la 8% la 21%. În Israel irigarea terenurilor agricole se bazează, în proporție de 60%, pe apele subterane.

În Asia, Africa și America de Sud, cea mai mare pondere revine agriculturii, în timp ce în America de Nord și Europa, continente puternic industrializate, ponderea este deținută de industrie.

Importante resurse de ape subterane s-au pus recent în evidență în substratul deșertului Sahara. Ele sunt atât de mari încât ar fi capabile să transforme deșertul într-un adevărat câmp agricol. Ca urmare a faptului că ele se află la adâncimi destul de mari (1.000-3.000m) exploatarea lor este nerentabilă, mai ales în condițiile unor țări slab dezvoltate, cum sunt cele care se află în aceste zone (Mali, Niger, Mauritania, Egipt, Libia etc.).

Actuala epocă a creat condiții favorabile valorificării unor surse noi de apă, capabile să le completeze pe cele tradiționale.

În acest scop, cea mai importantă măsură este aceea de utilizare a apei Oceanului Planetar prin desalinizare. Pentru această operație se folosesc diverse modalități printre care desalinizarea cu ajutorul energiei solare (Grecia), centrale atomo-electrice (C.S.I., S.U.A.), centrale pe baza hidrocarburilor (Kuwait, Arabia Saudită, Qatar, Emiratele Arabe Unite, Egipt, Libia, Iran, Venezuela etc.). În acest din urmă caz țările dețin rezerve foarte mari de petrol și își pot permite cheltuieli suplimentare pentru obținerea apei.

Desalinizarea se practică, de asemenea, și în țări cu un consum mare de apă, care nu dispun de rezerve de hidrocarburi, dar care dețin fondurile necesare: Japonia, Olanda, Singapore, Malta, Bahamas etc.

Ghețarii și calotele glaciare dețin rezerve enorme de apă dulce. Din cauza faptului că cea mai mare parte a gheții se află la polii opuși ai Terrei, adică la mare distanță de centrele populate, utilizarea apei din acești ghețari este mai puțin răspândită astăzi.

Ghețarii din zonele montane, situați mai aproape de regiunile industriale și agricole, pot constitui surse importante de aprovizionare. În acest sens se pot cita proiectele de aprovizionare cu apă din ghețarii montani ai Asiei Centrale. Aceștia, în perioada caldă a anului, se topesc foarte puțin iar râurile sunt slab alimentate. Utilizarea unor metode de intensificare a topirii artificiale a ghețarilor a dat chiar rezultate în zona Munților Tian Șan, numai că încă se mai află în stadiul experimental.

La nivelul anului 1998 industria se situa pe locul doi între consumatorii de apă cu 21%, la care se mai adaugă și consumul menajer cu 5%. Pentru industrie apa este materie primă (mai

ales pentru industria chimică), adică un elemente tehnologic auxiliar de tipul lichidului de răcire, de spălare etc. şi forţă energetică.

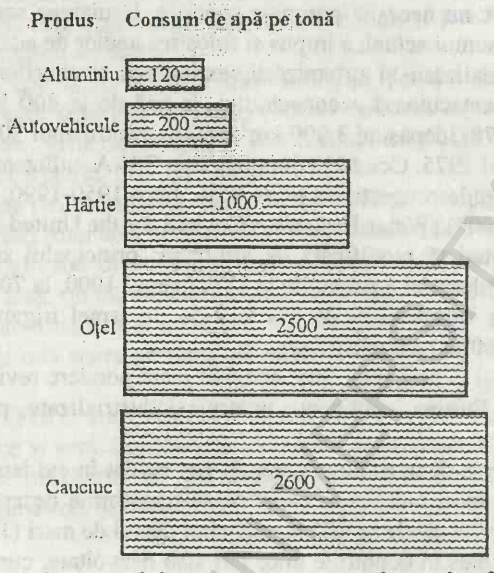


Fig.9 Consumul de apă pentru o tonă de produs finit
după Newson, 1994

Toate procesele industriale, inclusiv producerea de energie, necesită cantităţi diferenţiate de apă pentru fluxurile şi procedeele tehnologice. În final, chiar şi apele industriale, intră din nou în circuitul general al apei.

Industria chimică reclamă cele mai mari cantităţi de apă. Pentru 1 tonă de cauciuc sintetic se consumă 2.000t de apă; pentru 1 tonă de fibre sintetice se utilizează 1t de apă. Pe locul doi, la consumul de apă, se situează industria neferoaselor: pentru 1 tonă de aluminiu se utilizează 1.200-1.500 l de apă. Consumurile medii (90-900 m^3/t produs) sunt specifice industriei siderurgice, textile, îngrăşămintelor chimice etc. Consumurile specifice mici (<90 m^3/t produs) caracterizează procesele tehnologice de preparare (cocsul, industria lemnului, spălarea cărbunelui, conservele, produsele lactate etc.).

Centralele termoelectrice reclamă un consum ridicat de apă deoarece ele trebuie să răcească continuu, prin intermediul apei proaspete, condensatorii.

Ramura industrială	Apa utilizată în procesul tehnologic			
	Necesar* m^3	Cerinţă** %	Consum*** m^3	Restituţie**** din cerinţă %
Industria alimentară	10-40	50-80	10-50	50-90
Industria chimică anorganică şi a îngrăşămintelor chimice	20-250	60-90	5-50	50-95

Industria chimică organică de sinteză	150-1500	25-75	5-10	90-95
Industria petrochimică	200-2000	10-12	1-10	90-99
Industria celulozei şi hârtiei	200-1300	20-40	2-5	95-98
Industria lemnului	8-40	50-75	20-90	10-80
Industria materialelor de construcţii	3-40	10-60	25-30	70-75
Industria metalurgiei feroase	2-180	75-30	10-20	80-90
Industria metalurgiei neferoase	70-150	50-90	50-80	20-50
Industria uşoară	30-400	20-100	3-10	80-92

*necesarul total de apă în procesul tehnologic; **cerinţa prelevată de apă proaspătă din sursă; ***consumul de apă, înglobat în produsul finit; ****cantitatea de apă restituită sursei după evacuare.

Tabel 6 Utilizarea apei în diferite ramuri industriale

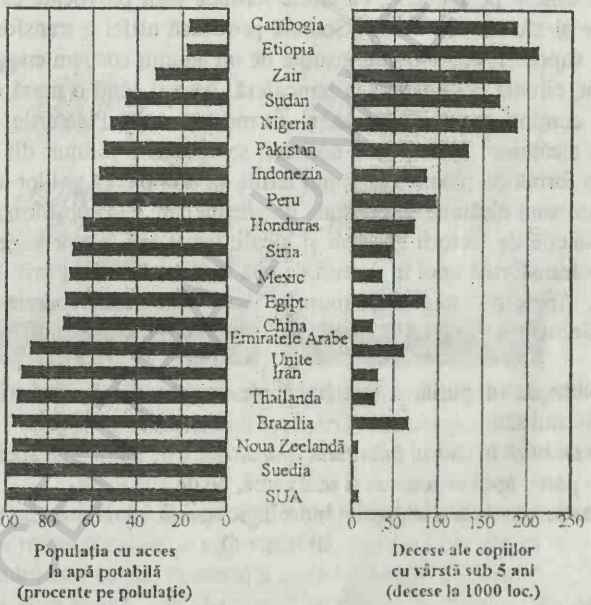


Fig.10 Accesul populaţiei la apă potabilă şi legătura acesteia cu numărul deceselor după Leopold. 1997

Ca urmare a consumului ridicat din industrie se cer măsuri urgente de gospodărire:
- reciclarea intensă a apelor industriale;
- scăderea consumurilor specifice de apă pentru industrie;
- refolosirea apelor returnate după utilizarea într-o ramură industrială, în altă ramură etc.

Analiza necesarului şi consumului de apă, precum şi a resurselor disponibile existente pe Terra, permite a trage câteva concluzii:

a. Consumul mediu actual pe locuitor este cu mult inferior disponibilului de apă dulce la nivel global. Chiar dacă mijloacele tehnice actuale nu permit exploatarea totală a apei dulci în condiții avantajoase, posibilitățile de acoperire a consumului global sunt asigurate.

b. La nivel global bilanțul resurse-consum este excedentar, însă, repartiția neuniformă a resurselor face să apară regiuni destul de întinse ale Terrei cu bilanț deficitar. Astfel de regiuni se regăsesc în zonele aride, puternic populate și cu o economie foarte dezvoltată, în care consumul depășește mult media globală, iar gradul de poluare este în continuă creștere. Creșterea excesivă a consumului de apă în marile orașe determină o lipsă acută a acesteia.

c. Prevenirea extinderii regiunilor cu bilanț deficitar presupune măsuri drastice de preîntâmpinare a degradării calității apei în toate regiunile Terrei, mai ales acolo unde concentrarea masivă a populației și a diverselor genuri de activități sporește pericolul poluării.

d. Circa 1/5 din populația urbană a lumii și 1/3 din cea rurală nu dispun de o aprovizionare corespunzătoare cu apă potabilă datorită repartiției neuniforme a resurselor de apă și a bazei tehnice deficitare. Fenomenul în cauză afectează sănătatea populației.

4. Ciclul apei

În fiecare moment Soarele încălzește o parte a continentelor și oceanelor datorită energiei calorice pe care o trimite pe Pământ. Variațiile termice sunt provocate de mișcarea de revoluție, mișcarea de rotație și sfericitatea Terrei. Soarele provoacă astfel o transformare neîncetată a apei lichide și solide în vapori. Procesele sunt însoțite de un anumit consum energetic. Aceștia din urmă, transportați de vânt, circulă nestânjeniți în atmosferă. Atunci când o masă de aer umed se răcește, vaporii pe care-i conține se condensează și formează norii. Picăturile de apă de dimensiuni microscopice, care alcătuiesc formațiunile noroase, se agregă în picături din ce în ce mai mari până cad pe pământ sub formă de ploaie. În timpul iernii, în apropierea polilor sau la altitudini ridicate, formațiunile noroase sunt alcătuite din cristale de gheață care cad sub formă de zăpadă. Stabilitatea climatică este în funcție de factorii generali și locali: uscat-apă, covor vegetal, vânturi, albedo etc. Ploaia și zăpada se transformă apoi în cursuri de apă sau pot alimenta, prin intermediul infiltrațiilor, pânzele subterane. Apele pot stagna un timp în lacurile sau rezervoarele create de om, dar mai devreme sau mai târziu, ele ajung tot în mare. Acestea sunt, pe scurt, marile etape ale ciclului apei în natură.

Omul, foarte de timpuriu, a fost frapat de caracterul infinit al hidrosferei și totodată de perfecțiunea echilibrului său.

Problema de bază în cadrul *bilanțului hidrologic* este partajarea apei care cade sub formă de precipitații, pe de o parte, apoi evacuarea și scurgerea, pe de altă parte.

Prima ecuație generală a bilanțului hidrologic aparține lui Perrault (1674):

$$P = E + Q,$$

unde:

P = ploaie;

E = evaporare și transpirație;

Q = scurgere.

Dacă această ecuație este valabilă la scară globală, nu poate fi reală pe un ecart de timp scurt. Există o stare latentă între momentul căderii ploii pe sol și cel al reapariției în ciclul hidrologic sub forma evaporării sau scurgerii. Formula operațională a bilanțului hidrologic trebuie să țină cont de variațiile sezoniere. În acest caz ecuația practică, valabilă în orice spațiu, devine:

$$P = E + Q + \Delta R,$$

unde:

ΔR = variația rezervelor în apă. Rezervele în apă conțin, pe de o parte, apa prezentă în partea superioară a solului, care asigură alimentarea cu apă a vegetației ("rezerva hidrică", Ru), și pe altă parte rezerva hidrologică (Rh), care asigură scurgerea (Cosandey, Robinson, 2000).

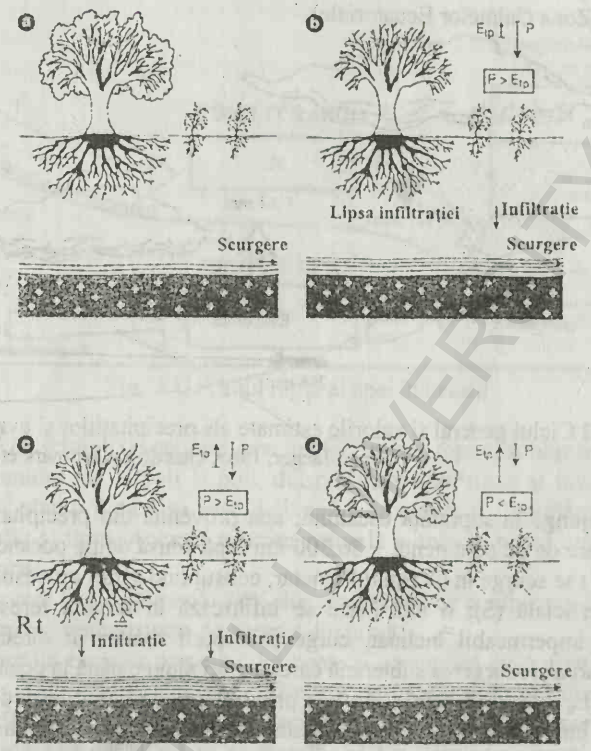


Fig.11 Diferite faze ale bilanțului apei în decursul anului hidrologic: a-sfârșitul verii; b-începutul iernii; c,d – reconstituirea rezervei hidrologice (Rh)

după Cosandey, Robinson, 2000

Întrucât volumul total de apă de pe uscat, suprafețe oceanice și atmosferă este constant, doar distribuția sa spațială la momente diferite este variabilă, procesul circulației apei se consideră ca un sistem închis, motiv pentru care se mai numește și *ciclu hidrologic* (Șerban et al., 1989).

Prin circulația ei în natură, apa efectuează un sistem de circuite, din care două locale mai importante: local oceanic (sau oceanic) și local continental (sau hidrologic).

Prin evaporare, apa de pe suprafața oceanelor se va ridica în atmosferă unde, prin condensare, va precipita și sub influența gravitației, cea mai mare parte a ei, se va reîntoarce în oceane: acesta este *circuitul local oceanic*. De pe suprafața Oceanului Planetar se evaporă anual cca.447.900 km^3 (448.000) de apă din care 411.600 km^3 se reîntorc în ocean, în timp ce 36.300 km^3 (37.000) sunt transportați de curenții de aer deasupra continentelor.

Fenomenul descris se repetă și deasupra suprafețelor de uscat, cu deosebirea că aici procesul evaporației este complicat de neomogenitatea suprafețelor continentale, precum și de modul diferit de încălzire și de răcire a uscatului față de ocean. Fenomenul se repetă la scară continentală

determinând apariția *circuitului local continental*. De pe suprafața continentelor se ridică anual 63.000 km^3 (72.000) apă, în timp ce cantitatea de precipitații căzută pe aceeași suprafață este mult mai mare, și anume de 99.300 km^3 (109.000); diferența de 36.300 km^3 provine din vaporii transportați de curenții de aer de deasupra oceanelor. Sunt cazuri când circuitul se manifestă foarte rapid, în câteva ore (Zona Calmelor Ecuatoriale).

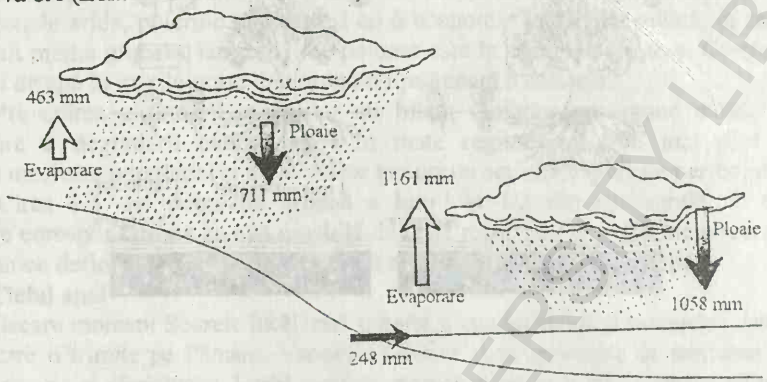


Fig.12 Ciclul general și valorile estimate ale precipitațiilor și evaporației după Jaeger, 1969, citat de Kalkenmark et al., 1989

După ce ajunge la suprafața uscatului, apa provenită din precipitații (99.300 km^3, adică 63.000 km^3 evaporare de pe continente + 36.300 km^3 apă adusă de pe oceane) urmează căi diferite: o parte (35.000 km^3) se scurge în Oceanul Planetar, constituind astfel procesul scurgerii de suprafață sau scurgerea superficială (S); o altă parte se infiltrează în scoarța terestră (1.300 km^3) unde întâlnește un strat impermeabil înclinat, curge prin porii rocilor în direcția înclinării stratelor, constituind acumularea și scurgerea subterană care, uneori ajunge până la oceane și mări (Ass); o altă parte se evaporă (E_u = 63.000 km^3). Astfel, prin intermediul scurgerii de suprafață și a celei subterane, apele se întorc din nou în ocean: acesta este *circuitul universal* sau *mare al apei*. El este mult mai complex decât cele locale, cuprinzându-le și pe acestea. Aici, seria proceselor fizice este mai mare (evaporare, condensare, precipitații, scurgerea superficială și subterană etc.), iar drumul parcurs este mai lung și mai complicat.

La suprafața continentelor se manifestă un circuit rapid, pe traseul precipitații – scurgere de suprafață – ocean; în interiorul scoarței se desfășoară un circuit lent, pe traseul precipitații – infiltrații – scurgere subterană – cursuri de apă – ocean. Cel mai rapid circuit se manifestă prin intermediul scurgerii hipodermice.

Oceanul poate fi privit ca fiind o imensă mașinărie care deține propriile-i comenzi, propriile-i forțe și efecte, puteri, care chiar poate intra în pană. El poate produce fluide (de la suprafața evaporatoare la izvoarele ce au ape din străfundurile Terrei), solide (de la litosferă la criosfera oceanică) și organisme.

El acumulează, în timp, energie pe care o transmite și o consumă adesea la mare distanță. Ansamblul acestei mașinării trebuie, în final, să fie considerat și tratat cu toate circuitele ce le deține, cu geometria, randamentul și scăderile sale.

Oceanul poate fi considerat ca fiind piesa metresă a două mașinării cuplate: hidrosfera și litosfera. Capitalizând aproape întreaga cantitate de apă planetară (94,2%), el reprezintă motorul întregii hidrosfere terestre; este propriul său rezervor și totodată unicul său receptor. Totul pornește

de la el şi totul se termină în el. Este suficient a apărea uşoare variaţii ale mediului pentru ca apa să treacă dintr-o stare în alta cu cea mai mare uşurinţă pe întinderi foarte mari şi într-un volum ridicat.

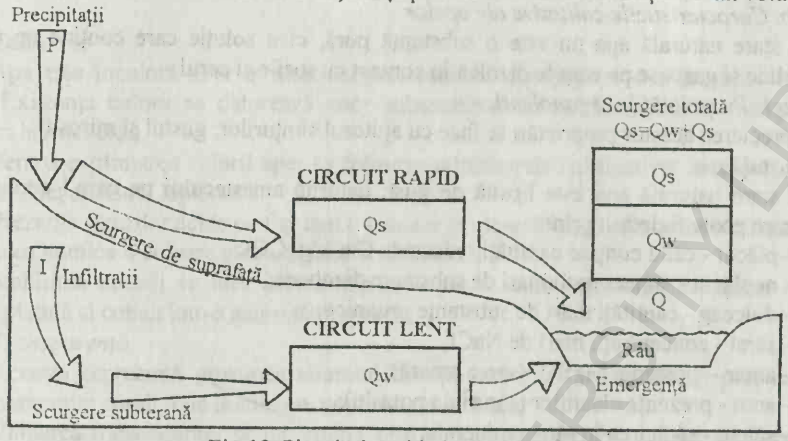


Fig.13 Circuitul rapid al apei în natură

Fenomenele de schimb (evaporare, precipitaţii, îngheţ, topire, sublimare), de transfer (dintr-o parte în alta a oceanului, de la poli la poli, dinspre mare spre uscat şi invers) şi de stocare (în sedimente, în gheţarii plutitori) care se nasc, îmbracă o amploare şi importanţă cu totul deosebită, fiind variabile în spaţiu şi timp. Această mişcare naturală a apei se poate urmării cel mai bine în cadrul ciclului său global.

Trebuie remarcat faptul că numai 30% din apa primită de continente, din cadrul atmosferei, revine în oceane pentru a o reîmprospăta pe aceasta din urmă.

Hidrosfera are un caracter perpetuu. Ea poate fi comparată cu o uriaşă maşină cu aburi în care fluidul este animat de căldura solară şi mişcarea de rotaţie a Pământului. Aceasta din urmă creează o forţă centrifugă care combate forţa centripetă determinată de atracţia gravitaţională. În aceste mişcări prodigioase de aer şi apă pe care aceste bătălii le întreţin, sensul de rotaţie al planetei joacă un rol deosebit. Masele fluide ale hidrosferei şi atmosferei au tendinţa să se organizeze în turbioane. Pentru un observator care priveşte Pământul din spaţiu, aerul şi apa sunt deviate în emisfera nordică spre dreapta şi în cea sudică spre stânga; fenomenul amintit poartă numele de forţa Coriolis (după numele inginerului francez care a descoperit-o în timp ce studia devierea proiectilelor de artilerie).

5. Proprietăţile generale ale apei

Apa sau oxidul de hidrogen (H_2O) se află răspândită în natură sub cele trei forme de agregare: vapori, solidă, lichidă.

5.a. Molecula apei şi structura ei

Compoziţia procentuală a apei: 88,89% oxigen şi 11,11% hidrogen. Reacţia de formare a apei din cele două elemente se petrece cu o mare degajare de căldură (reacţie exotermă):

$$H_2 + 1/2\ O_2 = H_2O + 68{,}4\ Kcal.$$

Masa moleculară a apei este egală cu suma maselor atomice ale componentelor. Dacă masa atomică a hidrogenului este 1, iar a oxigenului 16, rezultă că masa moleculară a apei este 18. Molecula apei are o formă angulară; unghiul $\propto$ format din dreptele care unesc atomii de hidrogen cu

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

atomul de oxigen, este de 104,5°; distanța O - H este de 0,99Å (1Å = 10^{-8}cm), pentru starea lichidă cât și pentru cea solidă.

5.b. Caracteristicile calitative ale apelor

În stare naturală apa nu este o substanță pură, ci o soluție care conține un amestec de substanțe solide și gazoase pe care le dizolvă în contact cu rocile și aerul.

5.b.1. Proprietățile organoleptice

Aprecierea acestor proprietăți se face cu ajutorul simțurilor: gustul și mirosul.

Gustul apei

În stare naturală apa este lipsită de gust; datorită amestecului pe care-l conține, apa are totuși gust care poate fi definit prin:

— plăcut - când conține cantități reduse de Ca, Mg, CO_2;
— neplăcut - concentrații mari de substanțe dizolvate;
— dulceag - cantități mari de substanțe organice;
— sărat - concentrații mari de NaCl;
— amar - prezența $MgSO_4$ (sarea amară);
— acru - prezența alaunilor (săruri de potasiu);
— sălciu - sărăcirea în săruri minerale;
— gust nedefinit.

Mirosul apei

În stare naturală apa nu are miros. Acesta se determină numai pentru apa nefiartă și se apreciază cu:

— lipsește;
— stătut;
— de putrefacție.

Mirosul se poate datora substanțelor aflate în descompunere sau microorganismelor vii (alge, protozoare etc.) sau prezenței unor substanțe chimice provenite din apa uzată sau industrială (fenoli, crezoli etc.).

5.b.2. Proprietățile fizice ale apei în stare lichidă

Temperatura

Este un factor influențat de mediul înconjurător și se modifică odată cu temperatura aerului. Aceasta variază de la 0°C în regiunile cu temperaturi coborâte tot timpul anului, până la valori ridicate în zonele vulcanice sau cu alimentare din ape termale. Moleculele de apă pot fi dispuse diferit în funcție de temperatură.

Temperatura variază și în funcție de latitudine (mai ridicată la ecuator și mai coborâtă la poli), altitudine (media de coborâre este de 6,4°C la 1.000m, adică 0,6°C la 100m), cu expoziția bazinelor hidrografice, valabil mai ales pentru apele superficiale (mai mari pe versanții sudici, adică pe "fața muntelui", decât pe cei nordici, adică pe "dosul muntelui"), cu adâncimea (chiar și apele subterane sunt supuse unor variații diurne și periodice până la o anumită adâncime, de unde aceasta rămâne constantă și egală cu temperatura medie anuală a locului respectiv; zona în cauză se numește *neutră*. Sub această zonă temperatura crește cu 1°C pentru fiecare 33m adâncime - *treaptă geotermică normală*, sau cu 1°C pentru adâncimi mai mari de 33m - *treaptă geotermică anormală*).

Totodată, regimul termic al apelor este condiționat de categoria și specificul lor: curgătoare, stătătoare etc. Apele curgătoare sunt mai reci decât cele stătătoare.

Apele Oceanului Planetar înmagazinează lent mari cantități de căldură, pe care le degajă treptat, fără o scădere drastică a temperaturii. Extremele de la suprafața oceanului oscilează între -2°C în apele polare și 34°-40°C în Marea Roșie și Golful Arabo-Persic.

În adâncime, temperaturile coboară de la suprafață până la cca.500m unde se înregistrează 5°C; de la această valoare temperatura se păstrează cam la aceeași limită până la cele mai mari adâncimi.

Culoarea

Apa este incoloră doar în strat subțire; când el depășește 6 cm grosime, are un aspect albăstrui. Existența culorii se datorează unor substanțe dizolvate (compuși ai manganului, oxizi fenici, acizi humici etc.).

Pentru exprimarea culorii apei se folosesc următoarele calificative: incoloră; slab gălbuie; gălbuie; cafenie; albastră; lăptoasă.

Prezența sărurilor acide de fier dau o culoare verde-gălbuie, a clorurilor o culoare albăstruie, a substanțelor humice o culoare gălbuie până la cafenie etc..

Stabilirea culorii se face prin comparație cu o scară colorimetrică etalon alcătuită din clorură de platină și cobalt într-o anumită proporție.

Transparența

Aceasta reprezintă grosimea stratului de apă exprimat în centimetri prin care se poate distinge, în anumite condiții de iluminare, conturul unui obiect.

Valoarea transparenței se determină prin scufundarea în apă a unui disc special (discul Secchi) și măsurarea adâncimii de la care acesta nu se mai poate distinge.

Transparența este în funcție directă cu turbiditatea. Radiațiile solare, potrivit lungimii de undă, pătrund în apă la adâncimi diferite.

Turbiditatea

Reprezintă concentrația suspensiei de silice (SiO_2) fin dispersată în apă; se exprimă în miligrame pe litru (mg/l).

Aprecierea turbidității se face comparativ cu soluția etalon, în scara silicei (1mg silice fin dispersată la 1 l apă distilată reprezintă 1 grad turbiditate).

Turbiditatea este în funcție de cantitatea substanțelor minerale dizolvate și de prezența sau lipsa substanțelor organice.

Conductibilitatea electrică

Reprezintă proprietatea apei de a conduce electricitate; apa pură este foarte slab conducătoare de electricitate; apa naturală, cu un anumit conținut de săruri dizolvate, este bună conducătoare de electricitate.

Conductibilitatea electrică se determină, de obicei, prin măsurarea rezistivității. Unitatea de măsură a conductivității specifice este:

$$\Omega^{-1}*cm^{-1}$$

Pentru apa obișnuită conductibilitatea specifică poate varia de la $33*10^{-5}$ la $1,3^{-3}$ ($\Omega^{-1}*cm^{-1}$), iar pentru apa pură de $4*10^{-8}$ ($\Omega^{-1}*cm^{-1}$).

Densitatea

Reprezintă raportul dintre masă și volum, la presiunea de 1 atm. și temperatura de 4°C fiind egală cu unitatea ($1g/cm^3$; 1kg/l).

Densitatea apei lichide crește de la 0°C la 4°C, când atinge valoarea maximă, după care coboară.

La capitolul densitate trebuie amintită și presiunea hidrostatică care a fost pusă la punct abia în secolul al XVII-lea, odată cu experiențele lui Toricelli (1643), și apoi cele ale lui Pascal și Périer (1648), care au evidențiat că dacă aerul exercită o anumită presiune, apa, mult mai grea, produce și ea o presiune, dar mult mai puternică. La fiecare 10m coloană de apă presiunea crește cu o atmosferă.

BCU ALEXANDRU IOAN CUZA UNIVERSITY LIBRARY

Temperatura ^0C	Starea	Densitatea kg m^{-3}
-2	Solidă	917,2
0	Solidă	917,0
0	Lichidă	999,8
4	Lichidă	1000,0
10	Lichidă	999,7
25	Lichidă	997,1

Tabel 7 Densitatea apei pure la diferite temperaturi

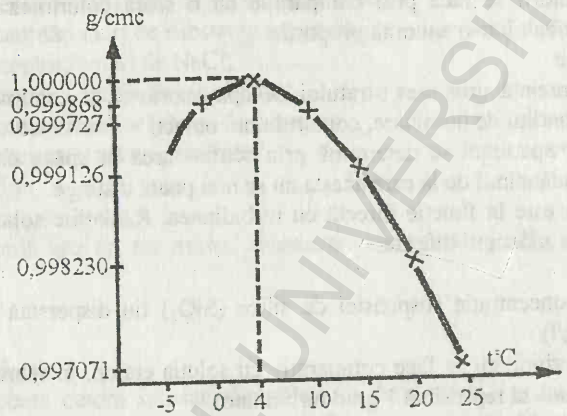


Fig.14 Variația densității apei în funcție de temperatură

Vâscozitatea

Reprezintă rezistența la curgere datorată frecării interioare. Mai este denumită și vâscozitate dinamică (η); aceasta variază odată cu temperatura având la 20°C o valoare egală cu 1 centipoise, care la rându-i reprezintă a suta parte dintr-un poise (după numele lui Poiseuille).

Valoarea vâscozității dinamice, la o anumită temperatură, se calculează cu relația:

$$\eta=0,0001817/1=0337\ t+0,00022\ t^2\ (kg/s/m^2).$$

Radioactivitatea

Reprezintă proprietatea apei de a emite spontan, fără o influență din afară, radiații de foarte mare energie.

Radioactivitatea apelor este determinată de contactul pe care-l are apa cu rocile radioactive. Ea se exprimă în unități Maché (UM) sau "emane". O unitate Maché reprezintă concentrația de radium la 1 litru de apă care generează un curent de saturație egal cu 0,001 unități electrostatice:

1UM = 3,6 "emane" = 10^{-3} unități electrostatice.

Apele care depășesc 3,5 UM/1litru sunt considerate ape radioactive și folosite ca ape curative.

5.b.3. Proprietățile fizice ale apei în stare solidă

Denumirea generică a apei în stare solidă este aceea de gheață. Ea cristalizează în sistemul hexagonal și prezintă următoarele caracteristici:

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- punct de topire: 0°C la presiunea de 760 mm Hg.;
- masa specifică; 0,917 g/cm^3;
- căldura latentă de topire a gheții și înghețare a apei: 79,55 kcal/kg;
- căldura specifică sub presiune constantă: 0,5 kcal/kg/grad;
- rezistența la rupere prin compresiune: 35 kg/cm^2;
- rezistența la rupere prin încovoiere: 20 kg/cm^2;
- rezistența la forfecare: 10 kg/cm^2;

Apa în stare solidă poate căpăta diferite forme: chiciură, brumă, zăpadă, gheață.

5.b.4. Apa în stare de vapori

Apa se transformă în vapori la temperatura de 100°C și presiunea de 760 mm Hg.; procesul are loc cu absorbție de căldură egală cu 539 kcal/kg apă. Volumul vaporilor rezultat este de 1.651 ori mai mare decât cel corespunzător masei lichide. Presiunea vaporilor de apă crește cu temperatura . În stare de vapori apa reduce transparența aerului și procesul evaporației.

Gheața, apa și vaporii pot coexista în echilibru doar la presiunea de 4,6 mm Hg. și temperatura de =0,007°C.

5.b.5. Proprietățile chimice

Utilizarea apei pe scară industrială și consum casnic este în funcție de proprietățile sale chimice.

Reziduu fix

Reprezintă totalitatea substanțelor solide, minerale și organice, existente în apă. Acesta se obține prin încălzirea apei la temperatura de 104,5°C în momentul când se realizează evaporarea completă (se exprimă în mg/l).

Duritatea apei

Reprezintă conținutul de săruri de magneziu și calciu existent în soluție. Aceste săruri pot fi carbonați, sulfați, cloruri. Se exprimă în grade de duritate germane, franceze, engleze.

Duritatea apei variază în timp și spațiu în funcție de acțiunea de dizolvare a rocilor de către ape.

Un grad de duritate reprezintă 10 mg CaO sau 1,42 mg MgO la 1 l de apă, adică 1 grad german.

1 grad german = 17,9 grade franceze = 1,25 grade engleze.

Caracterizarea apelor după gradul de duritate: foarte moi 0° - 4°; moi 4° - 8°; semidure 8° - 12°; destul de dure 12° - 18°; dure 18° - 30°; foarte dure >30°.

Apa potabilă nu trebuie să depășească 12°.

În același timp duritatea apei poate fi:

- totală (suma sărurilor conținute în soluție);
- permanentă (conținutul de săruri solubile de calciu și magneziu - sulfați, cloruri etc. - care nu dispar prin fierbere);
- temporară (reprezintă diferența dintre duritatea totală și cea permanentă care este determinată de conținutul de carbonați, care prin fierbere pierd dioxidul de carbon și precipită sub formă de carbonați insolubili, făcând să dispară această duritate).

Aciditatea

Reprezintă capacitatea unor substanțe aflate în compoziția apei, de a lega o cantitate echivalentă de bază tare. Ea este condiționată de prezența în apă a anionilor care sunt echilibrați cu ioni de hidrogen, cu cationii bazelor slabe, îndeosebi ai metalelor grele.

Aciditatea se exprimă prin expresia pH, care reprezintă inversul concentrației ionilor de hidrogen.

Aciditatea sau alcalinitatea apei, considerată în funcție de valoarea pH-ului, se prezintă astfel: pH<7 apă acidă; pH=7 apă neutră; pH>7 apă alcalină.

Valoarea pH-ului se determină cu ajutorul unor substanțe cunoscute sub denumirea de indicatori de pH a căror culoare se schimbă în funcție de concentrația ionilor de hidrogen.

Agresivitatea

Reprezintă proprietatea unor ape de a ataca chimic și în mod permanent materialele prin care circulă sau cu care vin în contact.

Puterea agresivității depinde de conținutul de săruri dizolvate, de conținutul de acizi, temperatură, viteză de circulație etc.

Agresivitatea apei potabile este condiționată numai de prezența gazelor dizolvate (O_2 și CO_2).

5.b.6. Proprietățile biologice și bacteriologice

Pentru determinarea calității apelor, din punct de vedere igienic, se efectuează numeroase analize bacteriologice și biologice ce au ca scop determinarea substanțelor organice conținute de masa acvatică.

Analiza biologică poate semnala existența unui proces de impurificare, precum și intensitatea acestuia prin stabilirea componenței calitative și cantitative a populației din apa studiată.

Analiza bacteriologică pune în evidență încărcarea apei cu bacterii; acest lucru se află în strânsă legătură cu impurificarea ei.

Grupele de bacterii identificate în apele superficiale:

- saprofite (fac parte din microflora normală a apei și nu produc îmbolnăviri ale organismului uman);
- patogene (provoacă boli hidrice: febra tifoidă, holera, dizenteria);
- coliforme (indică contaminarea cu ape uzate de canalizare, particule de sol etc.).

5.b.7. Compoziția apei marine

Față de apa dulce, cea marină este diferită. În orice studiu hidrologic trebuie să se țină seama, și să se cunoască, diferența dintre cele două lichide. Se cunoaște faptul că apa mării este sărată. De fapt, ea constituie o soluție complexă unde se amestecă un foarte mare număr de ioni. De regulă, compoziția sa rămâne aceeași în toate oceanele; analizele de mare finețe demonstrează și o oarecare variație locală a acesteia.

Apa, ca urmare a proprietăților pe care le deține, are calitatea de a fi solventă.

Elemente	Concentrația mg/litru	Masa totală în oceane t
Clor	18980	29,3 miliarde
Sodiu	10540	16,3 miliarde
Magneziu	1350	2,1 miliarde
Sulf	885	1,4 miliarde
Calciu	400	0,6 miliarde
Potasiu	380	0,6 miliarde
Brom	65	0,1 miliarde
Carbon	28	0,04 miliarde
Stronțiu	8	12 milioane
Azot	0,5	780000
Fosfor	0,07	110000

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Iod	0,06	93000
Zinc	0,01	16000
Fier	0,01	16000
Aluminiu	0,01	16000
Cupru	0,003	5000
Uraniu	0,003	5000
Nichel	0,002	3000
Magneziu	0,002	3000
Argint	0,0003	500
Aur	0,000004	6

Tabel 8 Elementele de mare importanță existente în apa mării

Cantitatea totală de săruri, pe care o conține apa mării, poartă denumirea de salinitate; ea se exprimă în % sau ‰. În medie, apa marină deține un procent de 96,5% apă pură și 3,5% săruri (3,5g săruri la 1 litru apă). Specialiștii preferă exprimarea salinității în ‰, de unde și media de 35‰ (35mg săruri la 1.000 ml de apă). Prin urmare, salinitatea reprezintă totalitatea sărurilor care intră în compoziția apelor.

Diferite săruri, unele în raport cu altele, se găsesc în proporții constante, încât nu este necesară efectuarea unor analize detaliate; spre exemplu, se calculează indicele clorului dizolvat (elementul cel mai abundent din apa mării, în afara oxigenului și hidrogenului) multiplicându-se această cifră cu coeficientul de 1,8.

Opt ioni formează mai mult de 99% din toate sărurile dizolvate în apa mării: clor, sodiu magneziu, potasiu, ionul sulfat, ionul bicarbonat, bromul și carbonul. Acești ioni, datorită importanței și constanței lor, sunt numiți "conservatori".

Substanțele solide dizolvate în Oceanul Planetar sunt de ordinul a 500*1.014 t. Fiecare km^3 de apă marină conține cca.40 mln.t substanțe dizolvate, 12 dintre ele fiind în proporție de 1/1.000.000. 1 tonă de apă marină poate conține cca.19 kg clor, 10,7 kg sodiu, 1,3 kg magneziu, 0,9 kg sulf, 0,4 kg calciu, 0,4 kg potasiu etc.

Unele elemente sunt prezente în apa mării în cantități extrem de mici. Ele au însă o importanță fundamentală în cadrul echilibrului fiziologic al ființelor. Primul din toate acestea este oxigenul: în lichidul oceanic se află sub formă de gaz dizolvat și servește la respirația animalelor acvatice ce dețin branhii.

Unele regiuni ale oceanului, situate în afara manifestării curenților și puțin bântuite de vânt, dețin o cantitate foarte mică de oxigen; viața în aceste locuri este aproape imposibilă. Cu excepția unor bacterii anaerobe, aceste locuri sunt practic considerate "deșerturi oceanice" sau întinderi abiotice. În acest caz este bine a exemplifica fundul Mării Negre sau al câtorva fiorduri rupte de restul oceanului.

Cantitatea de oxigen scade proporțional cu adâncimea apei, atingând valori minime la 500-700m, în zona intertropicală și la 800-1.000m în apele din zonele temperate și polare. Concentrația oxigenului, în păturile superficiale ale apei, depinde de temperatură: este mai mare în apele reci și puțin adânci, cu dinamică puternică etc.

Omul, prin activitățile sale poluante, riscă perturbarea delicatul mecanism de reînnoire a oxigenului marin. Acesta, provine esențialmente din fotosinteza efectuată de fitoplancton. Dacă organismele clorofiliene sunt private de lumină (ca de exemplu înaintarea unei "maree negre"), ele încetează producerea gazului vital. O altă amenințare o reprezintă îngrășămintele chimice și

detergenții transportați de marile fluvii. Aceste substanțe induc o proliferare a algelor și a bacteriilor care omoară multe forme de viață, prelevând tot oxigenul disponibil. Procesul de eutrofizare, frecvent mai ales în lacuri, începe să fi observat și în golfurile marine cu caracter închis.

Apele marine absorb o cantitate mult mai mare de bioxid de carbon, comparativ cu atmosfera, concentrația acestuia fiind mult mai ridicată în apă decât în aer.

Un alt compus vital al apei de mare este fosforul; în medie, acesta se găsește în proporție de 0.07%. El reprezintă ceea ce ecologii numesc un "factor limitant" pentru creșterea fitoplanctonului. Atunci când acesta lipsește sau se găsește într-o cantitate mică, așa-numitele "pășuni ale mării" se vor degrada.

Elementele "critice" pentru creșterea vegetației sunt azotul și siliciul. Primul, prezent sub forma ionilor nitrați, este indispensabil formării acizilor aminici, care reprezintă "cărămizile" constructive ale proteinelor. Al doilea, adus în principal de către fluvii, este încorporat în cochiliile diatomeelor (alge unicelulare care formează o bună parte a fitoplanctonului).

Calciul, constituie și el un element indispensabil confecționării cochiliilor de moluște (bivalve, gasteropode), a scheletelor de vertebrate și a polipilor de corali. Aceștia din urmă formează, în cadrul mărilor tropicale, imense mase de recifi sau de atoli caracteristici.

Hidrogenul, azotul, carbonul, oxigenul și fosforul sunt constituenții fundamentali ai organismelor. Alte elemente, precum potasiu, sodiu, sulf, cupru, fier etc. sunt indispensabile vieții. Siliciul intră în compoziția cochiliilor de diatomee, dar și în scheletele de radiolari și a numeroase microorganisme (foraminifere, globigerine etc.).

5.b.7.1. Salinitatea

Salinitatea este caracteristică nu numai apelor oceanice, ci și celor continentale (mai ales lacurilor). În anul 1740, naturalistul venețian Moro sugera că salinitatea mărilor și oceanelor trebuie căutată în vulcanism.

La sfârșitul sec. al XVIII-lea se iscă o puternică polemică printre cei mai cunoscuți oameni de știință: unii dintre ei (neptuniștii), susțineau că toate rocile au fost cândva depuse în mare sub formă de sedimente, în timp ce ceilalți (plutoniștii), afirmau că toate rocile și apa au venit din măruntaiele Terrei. Astăzi, se știe că există ape "juvenile" care au rezultat din condensarea vaporilor de apă ce provin din vulcanism. Totuși, în raport cu vârsta Pământului (4,6 miliarde de ani), producția actuală a apei juvenile este foarte mică. Unele molecule de apă pot coborî din nou în adâncurile scoarței putând fi apoi reciclate în hidrosferă prin intermediul erupțiilor vulcanice. Incontestabil, există și molecule care vin și de la adâncimi mai mari, fiind aduse spre litosferă prin intermediul curenților lenți de convecție care animă mantaua internă a planetei noastre.

Terra, prin toate subsistemele sale, nu încetează să piardă continuu apă. În stratele foarte înalte ale atmosferei moleculele de apă pot fi disociate de energia venită de la Soare. Atunci când este cazul, atomii de hidrogen, foarte ușori, se pierd în spațiu. Simpla agitație termică le permite să atingă viteza de scăpare necesară pentru această escapadă. Atomii de oxigen, mai grei, recad spre straturile dense ale atmosferei. În total, această deperdiție acvatică este excesiv de slabă în raport cu masa totală a hidrosferei (dacă aceasta din urmă poate fi declarată constantă).

Oceanul primitiv semăna cu izvoarele calde de natură vulcanică: fum, vapori de apă supraîncinși, acid. În aceste condiții el nu putea fi favorabil apariției vieții. Acizii, intrând în reacție cu rocile, încep degradarea constituenților mai puțin stabili. Această acțiune a fost întărită și de faptul că pe continente s-au abătut ploile acide. Potrivit ipotezei lui Lavoisier, formulată în sec. al XVIII-lea, aceste ploi acide au fost cele care au fragmentat rocile, le-au redus la starea de săruri și prin intermediul torenților și mai apoi al râurilor și fluviilor, conducând sărurile spre oceane.

Într-un anumit sens, apa juvenilă a fost ea însăşi contaminată. Cantităţile din ce în ce mai mari de clorură de sodiu, de sulfaţi, de bicarbonat de calciu şi bicarbonat de sodiu - pentru a nu cita decât pe cele mai importante - sosesc continuu în bazinele oceanice; acestea, la rândul lor, vor fi din ce în ce mai sărate. Ciclul apei este cel care va duce la accentuarea acestor procese: evaporarea va extrage din mare vapori de apă dulce; aceştia, şi ei, cad sub formă de ploaie, disociază noi molecule de săruri, care vor sosi în oceane prin intermediul fluviilor s.a.m.d.

Istoria salinităţii apei de mare este foarte complexă. Depozitele sedimentare actuale nu sunt exact aceleaşi care au dat naştere rocilor vechi. În general, se constată că tipurile de depozite sedimentare recente sunt mai diverse, mai originale, comparativ cu acelea ale oceanului original. Se poate spună că acestea sunt un "câştig de ordine", o "entropie negativă" a acestui domeniu. Într-o lume unde totul tinde spre dezordine, mările şi organismele vii, pe care acestea le-au dat, fac să se întreţină un proces contrar.

Cu timpul, se instaurează un echilibru între aporturile sărate ale fluviilor şi pierderile sărurilor, consecutiv cu sedimentarea. Organismele care au nevoie de aceste săruri pentru a-şi edifica cochiliile, scheletele etc. joacă un rol decisiv în acest proces. Mediul oceanic, cu timpul, se stabilizează. El a devenit relativ stabil în momentul apariţiei vieţii deoarece aceasta are nevoie de o anumită stabilitate pentru a contribui la echilibrul general.

În anumite regiuni adânci ale Mării Roşii şi ale Oceanului Planetar există numeroase izvoare hipersărate calde. În jurul lor organismele se strâng într-un număr foarte mare. Exemplul arătat poate reprezenta un sâmbure de adevăr sau poate fi un rezumat al istoriei mărilor.

Recoltarea apei de mare nu este chiar atât de simplă pe cât ar părea la prima vedere. Nimic nu este mai simplu ca atunci când trebuie analizată apa de suprafaţă (temperatură, salinitate etc.). Lucrurile se complică foarte serios atunci când se doreşte analiza apei care se găseşte la 10, 1.000 sau 10.000 m adâncime. Apa, dat fiind faptul că este un lichid, are proprietatea de a se amesteca foarte rapid, îngreunând astfel analiza ei.

Soluţia acestei probleme a fost găsită la începutul secolului nostru, fiind utilizată "Butelia Nansen", numită astfel în onoarea savantului, exploratorului şi omului de stat norvegian, care a avut pentru prima dată această idee. În acest caz este vorba de un aparat constituit dintr-un cilindru metalic prevăzut cu capace la fiecare extremitate. Acesta este lăsat să coboare, în întregime deschis, până la adâncimea dorită. Când butelia ajunge la locul stabilit, de la suprafaţă se trimite un "mesaj", adică nişte greutăţi care sunt capabile să declanşeze un mecanism ce obturează ermetic cele două capace. În părţile laterale ale buteliei lui Nansen se ataşează un termometru special care poate înregistra temperatura la adâncimea dorită.

Pentru analiza unui profil, hidrologii sunt nevoiţi să scufunde o întreagă serie de butelii Nansen, acestea fiind comandate cu ajutorul unei singure greutăţi declanşatoare. Când trebuie să se preleveze eşantioane de apă de la adâncimi foarte mari, buteliile Nansen sunt acoperite cu o căptuşeală de sticlă foarte groasă şi dotate în acelaşi timp cu alte accesorii pentru a rezista presiunii ridicate.

Prin scufundarea buteliilor Nansen, datorită hulei, valurilor sau curenţilor, acestea sunt deviate de la un traseu exact, ceea ce face imposibilă o analiză exactă a secţiunii. Din fericire navele oceanografice moderne sunt dotate cu dispozitive speciale: graţie elicelor laterale ele pot fi "poziţionate dinamic". Diverse alte dispozitive permit, printre altele, anularea efectelor hulei la adâncimea de prelevare. Maşinile, comandate de ordinatoare, pot suprima deriva şi prin urmare asigurarea unui eşantion perfect.

În momentul în care buteliile de prelevare parvin în laboratoare pentru a fi analizate, pe navă încep şi greutăţile. Din cauza ruliului este aproape imposibil să se recurgă la metodele comune.

Oceanografii, pentru a elimina aceste inconveniente, au pus la punct o serie de reactivi care le pot da, prin citirea directă, informații utile. Metoda este folosită cu același succes și în limnologie.

Când se studiază temperatura diferitelor strate aflate la adâncime, mai ales în condițiile dificile de prelevat (hule, valuri puternice etc.), se utilizează, de cele mai multe ori, batitermograful. Acesta, este capabil, la adâncimea pe care o dorim, să noteze în orice moment temperatura apei pe care o traversează. Totodată, la această aparatură se pot ataşa şi buteliile Nansen aşa-încât să se poată obține informații corespunzătoare asupra chimismului stratelor întâlnite.

Studiile de oceanografie fizică constituie baza, fundamentul, tuturor științelor oceanice, dar şi hidrologice. Fără cunoaşterea temperaturii şi salinității diverselor strate de apă ale mării, nu se pot avansa idei şi nu se poate explica propagarea undelor acustice din ocean; metodele de explorare cu sonar permit obținerea celor mai senzaționale descoperiri.

Fără cunoaşterea corectă a fizicii apelor, la adâncimi diferite, se vor interpreta greşit şi fenomenele legate de oceanografia dinamică, mai ales a curenților de suprafață şi de adâncime. Fizica stratelor acvatice determină prezența sau absența viețuitoarelor.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL III HIDROGEOLOGIE

Motto:

"*Cufundă-te în mine, ca să poți țâșni din mine*".

Ștefan George, Grădinile suspendate

1. Caractere generale

Hidrogeologia este știința care se ocupă cu studiul apelor subterane; ea studiază originea apei, modul de alimentare, rocile cu rol acvifer existente în scoarța terestră, structurile geologice, tipul de zăcământ, condițiile de stocare, modalitățile de scurgere ale apei prin acestea, răspândire, proprietățile fizico-chimice ale întregului complex, gradul de poluare etc. În același timp, ea se preocupă de conservarea și exploatarea apei subterane.

Studiile hidrogeologice vizează managementul teritorial, estimarea corectă a resurselor de ape subterane (potabile, minerale, geotermale), optimizarea exploatării acestora, combaterea efectelor negative asupra exploatărilor miniere, a construcțiilor etc. (Zamfirescu, 1997).

Apele subterane au reprezentat tot timpul o importanță vitală. Primele fântâni pentru apă potabilă au fost săpate în Egipt și China antică.

Cu toate că izvoarele erau considerate ca ceva sacru, geneza acestora, și implicit a apelor subterane, a incitat cele mai luminate minți ale Antichității și Evului Mediu. Aristotel susținea teoria condensării apelor subterane care producea cea mai mare parte din apa ce se scurge prin izvoare. Majoritatea filozofilor antici considerau că apa de mare este condusă prin canale subterane în munți, unde este purificată și se reîntoarce sub formă de izvoare. Concepția că apa izvoarelor se formează în golurile subterane era o consecință a faptului că anticii greci erau familiarizați cu peșterile din ținuturile calcaroase, cu spațiile subterane mari, reci și întunecoase.

Marcus Vitruvius (sec.I î.Cr.) este primul care sesizează că apa subterană provine din infiltrarea apei de ploaie sau a zăpezii topite; el este practic precursorul teoriei infiltrării. Palissy B. este primul autor care, în 1580, elaborează prima lucrare unde arată că apele subterane provin din cele superficiale ce se infiltrează și apar sub formă de izvoare. Dovedirea infiltrării a fost realizată de lucrările lui Mariotté A. (1686) și mai apoi de cele ale lui Lomonosov M.V. (1750), care arată că mineralizația apelor subterane rezultă din interacțiunea apei cu rocile.

Bernoulli D. (1783) și Euler L. (1750) au stabilit mișcarea lichidelor, Chezy (1775) a determinat ecuația mișcării turbulente a apelor subterane, iar Darcy H. (1856) elaborează legea circulației apei în mediile poroase.

Prima lucrare cu caracter hidrogeologic din România este cea a lui Pop V., ce se referă la apele minerale din Transilvania. Drăghiceanu N. și Cucu-Starostescu N. au abordat problema apelor subterane din zona orașului București.

Prima hartă a apelor freatice, elaborată de Murgoci Gh.M. și Protopopescu-Pache E. (1907-1910), reprezintă zona Bărăganului; Geologul Macovei G. (1911-1913) a întocmit harta apelor freatice din Dobrogea.

Rezultate foarte bune, în privința folosirii apelor subterane, s-au obținut între cele două războaie mondiale. Primele studii exhaustive sunt întocmite pentru orașele București, Iași, Craiova, Ploiești etc. După anul 1950, pe lângă întreprinderile specializate în prospectare și exploatare, s-a format și un colectiv de cercetare în cadrul Institutului Național de Meteorologie și Hidrologie.

Ca urmare a complexității sale, hidrogeologia este o știință pluridisciplinară ce se bazează pe munca în echipă a numeroşi specialişti din domenii conexe: geologie, hidrologie, geomorfologie, hidrodinamică, pedologie, meteorologie, geochimie, geofizică, exploatarea zăcămintelor, agronomie, chimie, fizică etc.

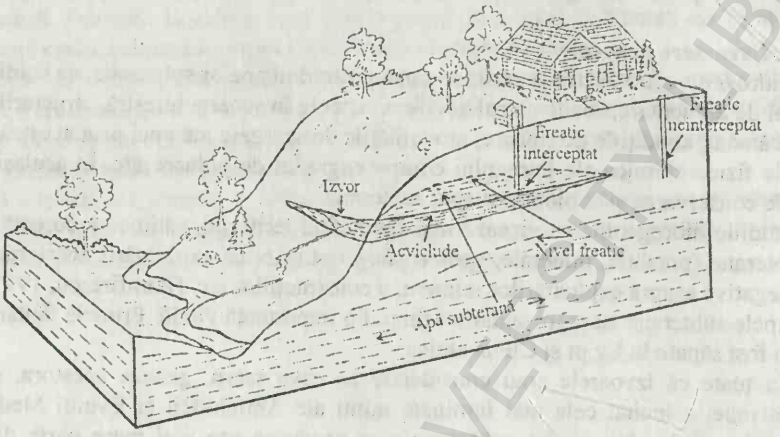


Fig.15 Repartiția apelor subterane în sectoarele cu intercalații argiloase

În cadrul scoarței terestre apa joacă trei roluri esențiale:

a. Apa, substanță minerală

Rocile care conțin cea mai mare cantitate de apă sunt cele sedimentare: nisipul, calcarul, pietrişul etc.; la acestea se pot adăuga şi rocile vulcanice sau metamorfice, dar cu o cantitate mai mică.

Rocile care permit reținerea apei sunt cunoscute sub denumirea de *roci acvifere*, în timp ce rocile care nu permit reținerea apei sunt cunoscute sub denumirea de *roci acvifuge*. Stratele saturate, foarte slab conducătoare de apă subterană, din care nu se pot extrage economic cantități apreciabile de apă, poartă numele de *acviclude*.

Din acest punct de vedere apa trebuie studiată în două maniere: în laborator, pe eşantioane, în vederea determinării proprietăților fizice, mecanice şi chimice; direct în zăcământul subteran pentru a o localiza şi dimensiona în vederea exploatării.

b. Apa, agent geodinamic şi geochimic

Sub influența gravitației, apa este un vehicul ce transportă substanțele minerale din scoarța terestră, dar şi între atmosferă şi sol. Ca urmare a lichidității sale apa are proprietatea dizolvării şi punerii în suspensie a altor substanțe minerale, permițând astfel transportul şi dispersia lor.

Prin proprietățile deținute, apa joacă, în acelaşi timp, şi rolul de propagare a poluării. În lipsa apei, poluarea este condamnată să ocupe un spațiu restrâns (Grande Encyclopédie Alpha des Sciences et des Techniques, 1976).

c. Apa, resursă minerală regenerabilă

Deşi resursele de apă sunt regenerabile, în limite net definite, ele nu sunt şi inepuizabile, fapt pentru care trebuie bine gestionate.

1.a. Avantajele apelor subterane

BCU BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

În raport cu apele de suprafață, cele subterane prezintă numeroase avantaje:

- au o extindere mult mai mare în suprafață, comparativ cu râurile, adică o repartiție geografică mai bună;
- fiind protejate de poluare prin stratele acoperitoare, apele subterane prezintă o calitate mai bună; proprietățile lor fizico-chimice sunt sensibil constante, de unde și efectuarea unor economii notabile asupra costului tratării apei;
- acviferul constituie un adevărat rezervor natural, întocmai unui baraj de suprafață, numai că de data aceasta este acoperit.

Pentru o înțelegere mai bună a originii și mișcării apei subterane, este utilă studierea circuitului general al apei pe Glob.

În natură, după cum bine se știe, apa se prezintă sub trei forme: gazoasă, lichidă și solidă. Totodată, ea ocupă două medii distincte: la suprafață și în interiorul scoarței.

Pe continente, se pot separa două circuite ale scurgerii; suprafața topografică, în cazul de față, constituie un franj de contact și de repartiție:

- un circuit rapid, care se desfășoară la suprafața continentelor; se poate manifesta pe un interval de timp scurt (de la câteva ore la câteva zile); urmează sistemul: precipitații – scurgerea de suprafață – cursuri de apă – ocean;
- un circuit lent, întârziat, mult mai complex, care se desfășoară în acvifer (subteran); se poate manifesta pe câțiva ani, până la sute de mii de ani; urmează sistemul: precipitații – infiltrație – scurgere subterană – emergență – curs de apă – ocean; scurgerea de față stă la originea debitului cursurilor de apă în absența precipitațiilor (corespunde debitelor mici ale etiajului).

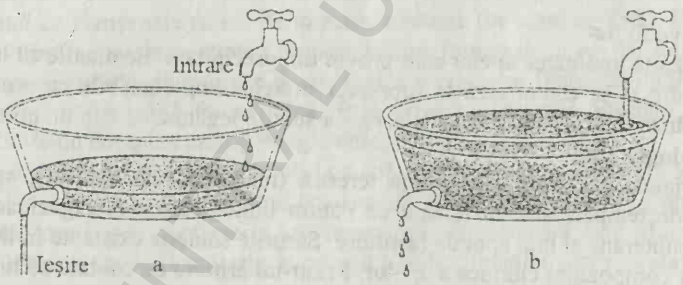


Fig.16 Relația dintre acumularea apei, input și output: a-input mai mic ca output; b-input mai mare ca output

Alimentarea apelor subterane depinde de cinci mari factori condiționali:

- hidroclimatici (precipitații, evaporație);
- geomorfologici (relief);
- geologici (litostratigrafie, permeabilitatea verticală și orizontală, structura);
- hidrogeologici ai solului;
- natura cuverturii vegetale.

1.b. Apele care alimentează pânzele subterane

Apele juvenile

Sunt apele care se manifestă prin emisia de vapori ce provine din erupțiile vulcanice, gheizere, mofete, izvoare termale etc.

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Aportul acestora (câțiva km^3/an), la scara actuală, este foarte scăzut; pe termen lung poate prezenta un anumit interes.

Sunt luate în considerare două surse principale de ape juvenile:

- prin cristalizarea și formarea mineralelor direct în crusta terestră (cca.3 km^3/an);
- prin răcirea magmei ce penetrează local în stratele superioare ale scoarței terestre (ex: o masă de magmă de 1.000m grosime, prin răcire, produce 1 mln.km^3 apă/an/km^2).

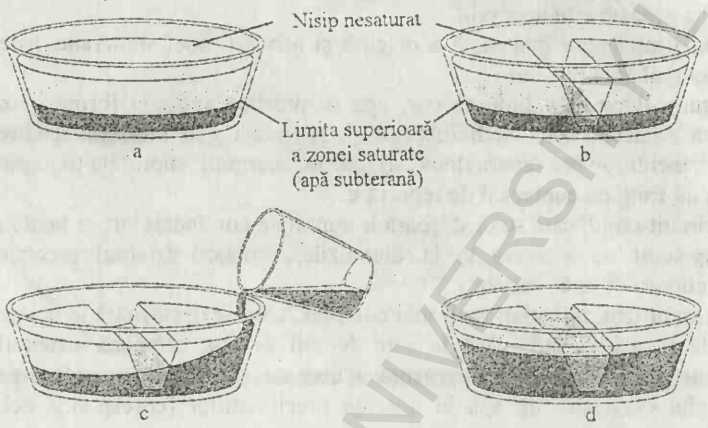


Fig.17 Relația dintre nivelul apei freatice și gradul se saturare

Apele vadoase

Reprezintă totalitatea apelor care provin din precipitații. Se manifestă în zona nesaturată a scoarței terestre și se cantonează la suprafața stratelor impermeabile ca urmare a infiltrației. Alimentează pânza freatică și fluctuațiile acesteia sunt în legătură cu debitul alimentator.

2.Geologia apei

Materialele ce alcătuiesc scoarța terestră (mai ales cele din sol), au proprietatea, la diverse grade de temperatură, în funcție de natura litologică, de înmagazinare și favorizare a scurgerii apei subterane și mai apoi de restituire. Sărurile solubile existente în litosferă contribuie la definitivarea compoziției chimice a apelor. Printr-un criteriu de calitate se limitează zonele de exploatare. Materialele în cauză alcătuiesc stratele litologice cunoscute sub numele de formațiuni geologice.

2.a. Apele subterane din bazinele sedimentare

Repartiția verticală și extinderea orizontală a apelor subterane depind, în primul rând, de caracteristicile geologice ale scoarței terestre.

Repartiția verticală a apelor subterane

O secțiune verticală într-un pachet de roci sedimentare scoate în evidență o succesiune de roci producătoare de apă (formațiuni permeabile), separate de strate neproductive de apă (formațiuni impermeabile).

Formațiunile permeabile adăpostesc zăcămintele subterane de apă cunoscute sub denumirea de strate acvifere (pânze de ape subterane); acestea sunt reprezentate de nisipuri, nisipuri argiloase, pietrișuri, calcare, gresii etc.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

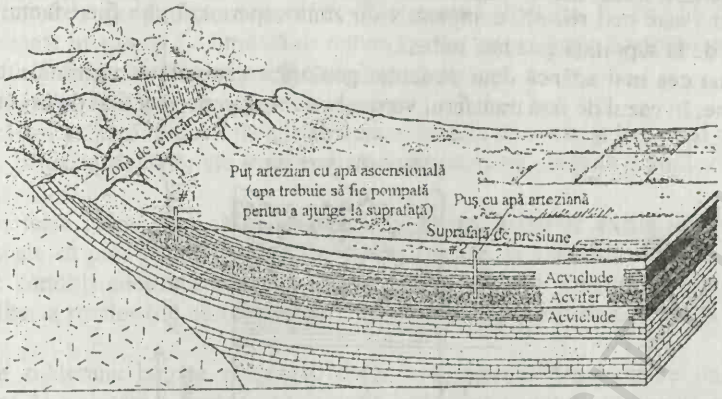


Fig.18 Existența apelor arteziene într-un sistem cu succesiuni de paturi impermeabile
după Tarbruck, Lutgens, 1993

Formațiunile impermeabile, mai ales argilele, deși înmagazinează și ele cantități importante se apă, nu pot alimenta puțurile deoarece separă acviferul. Contrar unei opinii curente ele nu sunt perfect etanșe și rar alcătuiesc ecrane complet izolatoare în acvifere. Viteza de scurgere a apei, în cadrul unei asemenea formațiuni, este foarte lentă (câțiva milimetri/an sau cm/secol).

În rocile cu permeabilitate redusă (rocile semipermeabile) apa nu se captează, deși sunt traversate de aceasta; fenomenul poartă denumirea de drenanță. Prin urmare, nu trebuie confundat termenul de etanșeitate cu cel de impermeabilitate (în cazul de față). Existența a două sau mai multe acvifere, separate de strate semipermeabile, formează un acvifer multistrat.

Ca urmare a studiilor întreprinse de geologi, s-a remarcat faptul că rocile impermeabile de pe continente au o frecvență foarte mică. Prin urmare, diferitele acvifere ale unui bazin sedimentar constituie un complex hidrogeologic unic.

În funcție de adâncimea zăcământului de apă, se pot distinge, de jos în sus, trei zone de ape subterane: ape subterane de adâncime (izolate de strate impermeabile); ape subterane de subsuprafață (între strate semipermeabile sau impermeabile, dar care sunt alimentate de apele vadoase); ape subterane libere (localizate în primul acvifer, imediat sub suprafața topografică a solului).

Zona apelor subterane libere (acvifere libere), care se desfășoară între suprafața topografică și câțiva zeci de metri adâncime, întreține relații directe cu apele de suprafață: precipitații, cursuri de apă, lacuri, torenți, mlaștini etc.

Interacțiunea cu aerul și mediul biologic sunt active. Este zona schimburilor unde apele subterane primesc caracteristicile lor hidrochimice de bază, inclusiv cele ale poluării.

Regimul de scurgere al apelor subterane este impus de geomorfologie, mai ales de rețeaua hidrografică.

Sub acviferele cu pânză activă, la adâncimi de 200-300m, structurile geologice impun prezența generalizată a apelor subterane captive.

Comunicațiile verticale dintre formațiunile acvifere suprapuse, mai mult sau mai puțin separate de intercalații semipermeabile, alcătuiesc acviferele multistrat. În acest caz influența factorilor geomorfologici asupra regimului de scurgere subterană se estompează. Regenerarea

resurselor de apă este mai redusă, comparativ cu zona superioară, dat fiind faptul că aportul de apă ce provine de la suprafață este mai redus.

În zona cea mai adâncă doar structura geologică generală a bazinului impune regimul apelor subterane; în cazul de față transferul vertical este mai important față de cel lateral.

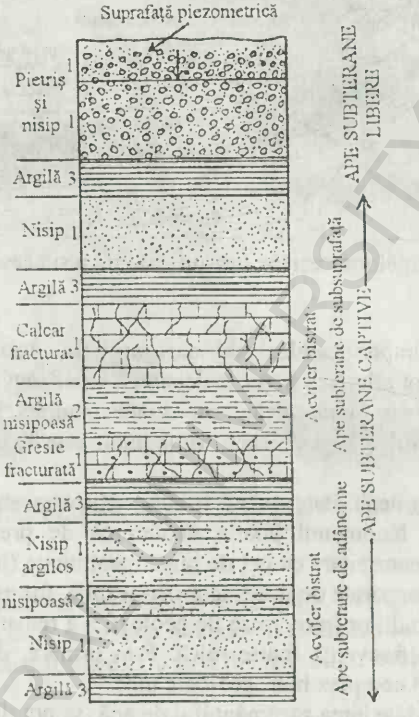


Fig.19 Repartiția verticală a apelor subterane: 1-formațiune permeabilă; 2-formațiune semipermeabilă; 3-formațiune impermeabilă.

Repartiția în suprafață (laterală) a apelor subterane

Extinderea laterală a acviferelor este strâns legată de caracteristicile litostratigrafice şi structurile regionale.

Dispoziția formațiunilor geologice în "vraf de farfurii" (sinclinale suspendate), deformată de pliseuri și fracturi, determină sau limitează extinderea pânzelor subterane. Structurile hidrogeologice regionale se complică local ca urmare a variațiilor litologice determinate de discontinuitățile de sedimentare și accidentelor tectonice.

Cele mai importante discontinuități de sedimentare sunt: variațiile laterale de facies, lacunele depozitare, eroziuni vechi discordante, transgresiuni marine etc.. Accidentele tectonice cuprind pliseuri (cute) și falii.

Hidrogeologia definește unitățile litostratigrafice care la rându-le determină apariția formațiunilor geologice permeabile. Prin identificarea rocilor rezervor se facilitează delimitarea acviferelor și zonelor hidrogeologice.

Delimitarea geografică a unui acvifer poate, chiar şi în cadrul unor formaţiuni permeabile bogate în apă, să fie limitată de natura rocilor ca urmare a dizolvării sărurilor solubile care dau apelor dintr-un anumit loc o utilizare improprie.

2.b. Apele subterane din regiunile montane

Localizarea zăcămintelor de ape subterane ascultă de aceleaşi legi ca şi cele din bazinele sedimentare. În cazul de faţă, ele sunt mult mai fragmentate datorită complexităţii structurilor geologice.

Este falsă ideea cum că în sectoarele montane înalte ar exista ape subterane foarte bogate. Cu toate că precipitaţiile cad într-o cantitate mare, la altitudini ridicate, apele subterane nu întrunesc condiţii adecvate pentru a forma pânze continue. Obstrucţia este determinată de impermeabilitatea rocilor (de obicei roci tari, metamorfice sau vulcanice), panta mare, scurgerea rapidă etc.

Ape subterane bogate se găsesc doar în sectoarele depresionare unde pantele sunt reduse, viteza de scurgere a apelor de suprafaţă este mică şi natura litologică este predominant psamitică (nisipoasă) sau psefitică (pietriş). În rocile poroase infiltraţia este ridicată, mai ales în perioada primăverii când se topeşte lent stratul de zăpadă şi apa are timp suficient să se infiltreze în sol.

2.c. Apele subterane din regiunile de soclu

În regiunile de soclu apele subterane sunt mult mai rare, comparativ cu cele existente în bazinele sedimentare.

Zăcămintele de apă sunt locale, fără extensiune regională, dispuse în trei tipuri principale de structuri:

- formaţiuni sedimentare compacte (sau tari);
- formaţiuni superficiale (arene, strate alterate, aluviuni etc.);
- zone de fracturare şi strivire.

Contrar unor opinii, apa subterană circulă şi în aceste regiuni până la adâncimi mari, fapt demonstrat, mai ales, prin studiul galeriilor şi tunelurilor.

3.Studiul morfologic al acviferelor

3.a. Definiţia acviferului

Zăcământul de apă subterană, utilizat ca izvor de apă, poartă denumirea de acvifer (*aqua* = apă; *fero* = a aduce). Un acvifer este o formaţiune geologică permeabilă care înmagazinează în golurile sale apa care circulă prin acestea, cu o viteză semnificativă, şi care este susceptibilă de a fi extrasă în cantităţi apreciabile prin intermediul mijloacelor de captare.

Un acvifer este compus din: roca rezervor (sub forma unor trame sau schelete solide), reprezentată din grăunţii nisipurilor, pietrişurilor etc.; apa. Apa în mişcare constituie pânza de apă subterană. Prin urmare cei doi termeni, acvifer şi pânza de apă subterană, nu sunt sinonimi.

Stratele acvifere au trei părţi componente:

- Zona de alimentare, situată la cele mai ridicate cote; intră în contact cu atmosfera.
- Zona de acumulare, are o extindere mare, dar circulaţia apei este redusă.
- Zona de descărcare, situată la cotele inferioare ale stratului, este marcată, de regulă, de apariţia izvoarelor.

Sărurile solubile aflate în scoarţa terestră contribuie la definitivarea compoziţiei chimice a apei subterane; în acest caz gazul constituent poate fi neglijat.

3.b. Tipuri hidraulice de acvifere libere şi captive

Studiul primului acvifer, care-şi face simţită prezenţa în puţuri, relevă existenţa unui nivel de apă care poartă denumirea de nivel piezometric. Ansamblul nivelurilor piezometrice ale

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

unui acvifer, măsurate în diferite puncte, formează o suprafață piezometrică; aceasta constituie limita superioară a acviferului și poate fi asimilată, în aceeași măsură, cu suprafața liberă, adică locul unde presiunea internă este egală cu presiunea atmosferică, de unde și calificativul de acvifer cu pânză liberă. Vechiul termen de acvifer freatic (*phreas* = puț), utilizat până în prezent, este indicat să fie eliminat.

Acviferele situate la adâncimi sunt, de cele mai multe ori, prizonierele formațiunilor impermeabile. Ca urmare a adâncimii mari la care se află, acviferul, roca rezervor și apa, suportă o presiune verticală, dirijată de sus în jos, egală cu greutatea coloanei de teren care o surmontează până la suprafața topografică. În cazul în care se pătrunde cu un foraj în acvifer, apa acestuia este expulzată ca urmare a decompresiunii și se ridică în foraj până la echilibrare, la adâncimea nivelului piezometric existent; acestea sunt acviferele cu pânză captivă ce au caracter ascendent.

În cazul în care nivelul piezometric este situat deasupra suprafeței topografice, apele subterane țâșnesc natural și poartă denumirea de ape arteziene.

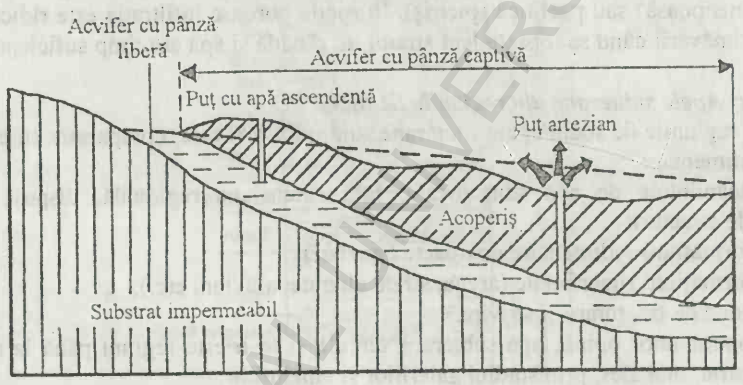


Fig.20 Schema acviferului cu pânză captivă

Prezența unui acoperiș, constituit dintr-o formațiune semipermeabilă, permite schimburi de apă și de presiune cu acviferul suprapus, implicând apariția unui tip de acvifer cu pânză semicaptivă; în acest caz, cele două acvifere suprapuse formează un acvifer bistrat. Acviferul multistrat este alcătuit din mai multe formațiuni permeabile cu intercalații de "farfurii semipermeabile".

Poate exista o diferențiere vizibilă între un strat foarte subțire de apă care se scurge în pătura superficială și pânza freatică deja constituită. Stratul superior prin care se desfășoară scurgerea hipodermică are grosimi doar de câțiva centimetri.

În cadrul formațiunilor calcaroase (relief carstic) problema pânzelor subterane se pune diferit, comparativ cu celelalte formațiuni geologice. Pentru formațiunile carstice sub forma blocurilor de rocă se disting două zone:

- una situată la cote altitudinale mari, nesaturată în apă;
- o alta situată la cote altitudinale joase, de natura unui acvifer, din care apele gravitează către o emergență.

Pot exista și zone cu patru sectoare de pătrundere și circulație a apei: zona fisurilor și dolinelor; zona canalelor; zona colectorului care debușează în exterior; acviferul freatic din adâncime.

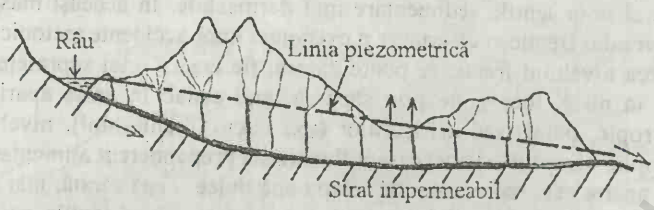


Fig.21 Existența unui curs de apă în formațiunile carstice

Se demonstrează existența unor formațiuni carstice alimentate în mod continuu, dar care dețin debite variabile; alimentarea se face prin intermediul unui curs de apă de suprafață.

Suprafața piezometrică este reprezentată prin curbe de nivel piezometrice cunoscute sub denumirea de curbe echipotențiale. În cazul în care râul alimentează pânza freatică, curbele echipotențiale au inflexiunea îndreptată spre aval; când pânza freatică alimentează râul, curbele de nivel sunt îndreptate spre amonte.

Hărțile piezometrice permit determinarea apei freatice în raport cu suprafața topografică.

Suprafața piezometrică nu se prezintă tot timpul sub formă orizontală deoarece în configurația sa intervin mai mulți factori: aspectul reliefului, alcătuirea petrografică, granulometria, accidentele tectonice etc.

De regulă, nivelul apei freatice urmărește variațiile suprafeței topografice, dar nu într-o formă de regularitate, ci foarte variat.

Suprafețele piezometrice pot prezenta forme negative datorate pierderilor de apă în adâncime prin intermediul fisurilor existente în patul impermeabil, în depresiunile din cadrul substratului impermeabil sau al unor lentile cu permeabilitate mai redusă.

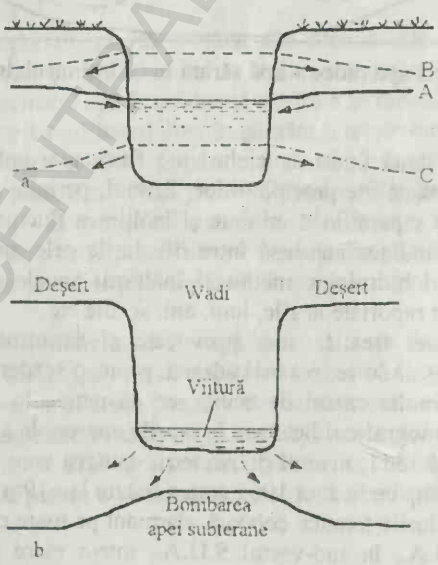


Fig.22 Relația dintre suprafața apei şi cea a stratului freatic: a-umed; b-arid.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Formele pozitive ale suprafeței piezometrice se datorează neregularităților substratului impermeabil sau al unor lentile sedimentare mai permeabile. În aceeași măsură pot fi produse modificări ale nivelului freatic și ca urmare a existenței unor accidente tectonice.

Coborârea nivelului freatic se poate datora, fie creării unei suprafețe depresionare prin tasare (mai ales în nisip, loess), fie prin săparea unui canal. În urma apariției unei suprafețe lacustre (lac antropic, baraj) sau a irigațiilor (ex: Lacul Techirghiol), nivelul freatic suferă o ridicare. În principiu, climatul este cel care influențează preponderent alimentarea freaticului.

Un caz aparte este reprezentat de relația apă dulce – apă sărată, mai ales în cadrul unor insule sau peninsule. Masa de apă dulce ia forma unei gigantice lentile cu fețe convexe. Fața superioară prezintă o curbă largă, pe când cea inferioară, care se află în contact cu apa sărată, se bombează spre adâncime (Strahler, 1973).

Practic, apa dulce plutește pe cea sărată deoarece are o densitate mai mică: raportul densităților apei dulci cu cea sărată este de 40/1. Prin urmare, dacă nivelul hidrostatic este situat la 10m deasupra nivelului mării, fundul lentilei de apă dulce se va afla la o adâncime de 40 de ori mai mare, adică la 400m sub nivelul mării (Legea Chyben-Herzberg).

Fluctuațiile suprafeței piezometrice, naturale sau provocate de acțiunea omului, antrenează în pânzele freatice libere modificări ale volumului acviferului.

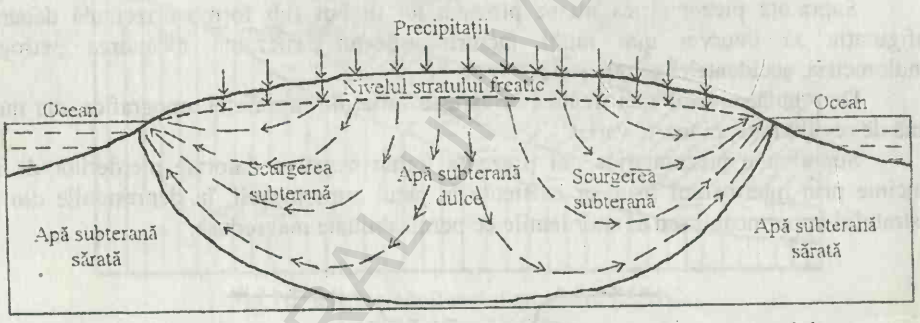


Fig.23 Relația apă dulce – apă sărată în cadrul insulelor și peninsulelor
după Parker, 1955

Se pot distinge două tipuri de cicluri ale fluctuației naturale, care sunt în relație cu ciclurile anuale și plurianuale ale precipitațiilor. Primul, permite definirea anului hidrologic ce corespunde timpului care separă două minime și înălțimea fluctuației ce delimitează o zonă de fluctuație egală cu amplitudinea cuprinsă între nivelurile cele mai joase și cele mai înalte; al doilea, corespunde anului hidrologic mediu și înălțimii anuale medii a fluctuației. Variațiile nivelului piezometric sunt raportate la zile, luni, ani, secole etc.

Fluctuațiile pânzei freatice sunt provocate și ca urmare a supraexploatării apelor subterane, acestea manifestându-se, cel mai adesea, printr-o scădere medie continuă a nivelurilor piezometrice. Cele mai multe cazuri de acest gen se petrec în zonele cu potențial industrial dezvoltat, cu potențial demografic ridicat sau în marile metropole ale Globului.

La Paris, în anul 1841, nivelul piezometric atingea cota +120m (față de nivelul mării, adică hidroizohipsa), în timp ce în anul 1965 cota a scăzut la +19m (în numai 124 ani).

Din păcate, nivelurile freatice coboară alarmant pe toate continentele Globului: în sudul Marilor Câmpii din S.U.A., în sud-vestul S.U.A., într-o mare parte a Africii de Nord și a

Orientului Mijlociu, în cea mai mare parte a Indiei, în China (mai peste tot unde terenul este plat) etc. (Brown, 1999).

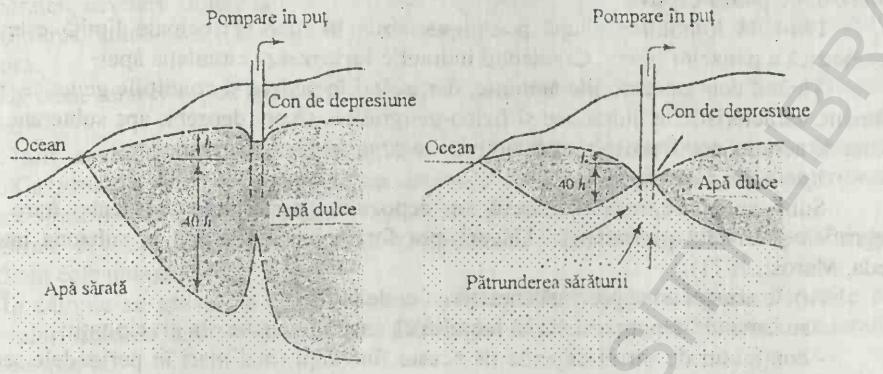


Fig.24Consecințele pompării lentilelor de apă din preajma țărmului
după Dunne, Leopold. 1978

Statisticile anilor 1991-1996 indică faptul că în subsolul câmpiei din nordul Chinei, pânza freatică coboară, în medie, cu 1,5m/an (zona totalizează 40% din recolta de cereale a Chinei) (Yongong, Penson, 1998).

Retragerile apei subterane din India depășesc de cel puțin două ori ritmul de reîncărcare a acviferelor (Seckler et al., 1998). Nivelurile freatice coboară cu 1-3m/an aproape în întreaga Indie. Acest stat este înscris într-o cursă necontrolată deoarece își dezvoltă agricultura prin depletarea rezervelor de apă. "Castelul de cărți de joc" construit acum se va prăbuși într-un viitor nu prea îndepărtat. În cazul în care acest lucru se va întâmpla, producția agricolă a Indiei va scădea brusc cu cel puțin 25%.

Unele efecte distrugătoare survin și când apa urbană este evacuată din orașe. Când aceasta se scurge prin conducte și rigole, în sol se infiltrează o cantitate mai mică de apă; prin urmare, rezervele subterane primesc apă insuficientă pentru a se reîncărca.

O altă piedică împotriva infiltrării apei în pământ o reprezintă și drumurile. În acest caz ploaia curge de pe pavaj direct în râuri și pâraie provocând inundații mai grave decât dacă plantele sau solul ar prelua o parte din debitul ploilor (Chaster, Gibbons, 1996).

Fără destulă apă care să reîncarce rezervoarele subterane terenul poate să se afunde provocând ondularea liniilor de cale ferată, explozia conductelor și crăparea fundațiilor etc.

În zonele litorale apa sărată se poate infiltra în sonde compromițând apa freatică utilizată pentru uzul casnic.

Tasarea, ca urmare a deficitului de apă freatică, este foarte grăitor ilustrată într-o fotografie ce reprezintă un băiețel sprijinit de un stâlp în Mexico City. În realitate, stâlpul este o coloană de sondă care, cândva, se afla sub pământ. Drenarea excesivă a apei subterane a provocat scufundarea cu peste 9m a unor sectoare din Mexico City, în ultimul secol, astfel încât conducta se înalță, în prezent, cu cca.7m deasupra solului. Gluma locului spune că mai toți copiii își marchează înălțimea pe sondă pentru a vedea dacă cresc mai repede decât se lasă pământul.

Dimensiunile acviferelor sunt determinate de două tipuri de limite: geologice şi hidraulice. Limitele geologice, fixe, reprezintă baza impermeabilă (sau substratul) şi acoperişul acviferelor cu pânză captivă.

Limitele hidraulice ocupă poziţii variabile în timp. Principala limită este suprafaţa piezometrică a pânzelor libere. Gradientul hidraulic favorizează circulaţia apei.

Ţinând cont de criteriile amintite, dar având în vedere şi condiţiile genetice, pe cele de zăcământ, caracteristicile hidraulice şi fizico-geografice, se pot deosebi: ape subterane cantonate în zona de aeraţie, ape freatice şi ape captive, fie cu nivel liber, fie arteziene.

Apele din zona de aeraţie

Sunt apele care se întâlnesc în depozitele permeabile existente între suprafaţa topografică şi nivelul piezometric. Uneori, pot forma lentile de apă în subzona intermediară (Preda, Marosi, 1971).

Apele acestei zone prezintă caracteristici de bază:

- au caracter temporar datorită faptului că sunt alimentate din precipitaţii;
- conţinutul de săruri depinde de aceste fluctuaţii (mai mari în perioadele secetoase şi mai mici în cele ploioase);
- conţin substanţe organice şi microorganisme ca urmare a filtrării incomplete (nu sunt recomandate pentru alimentarea cu apă);
- principalul vehicul al elementelor chimice din scoarţa de alterare îl reprezintă caracterul descendent al apelor de infiltrare.

Stratele acvifere freatice

Sunt acviferele situate deasupra primului strat impermeabil. Nivelul freatic al acestor strate urmăreşte, cu un anumit grad de atenuare, suprafaţa topografică. Pot apărea dereglări în condiţiile unor accidente locale sau ca urmare a intervenţiei omului.

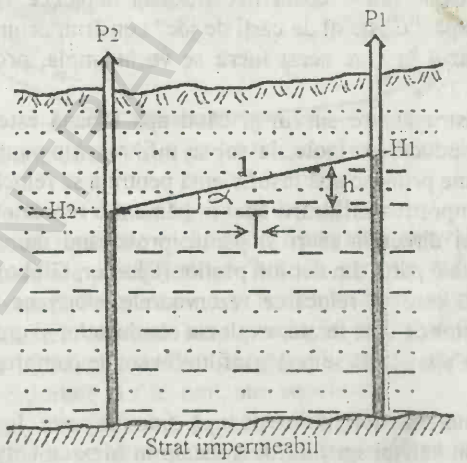


Fig.25 Gradientul hidraulic şi elementele lui hidrologice: P_1 şi P_2-puţuri; H_1-nivelul apei în P_1; H_2-nivelul apei în P_2; l-distanţa dintre puţuri; h-diferenţa de nivel dintre P_1 şi P_2.

Alimentarea apelor freatice este dublă: din precipitaţii şi prin intermediul râurilor. Legătura dintre râu şi orizontul freatic este reciprocă. La ape mari râul poate alimenta pânza, în

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

timp ce la ape mici fenomenul este invers. În plan, curbele echipotențiale își schimbă alura în cele două cazuri. Morfologia pânzei freatice poate căpăta forme diferite.

Stratele acvifere situate la baza teraselor sunt bogate, ca urmare a faptului că depozitele permit infiltrarea rapidă a apei. De regulă, acviferul are deversare spre o terasă inferioară sau spre albia majoră.

La baza teraselor pot apărea și izvoare. Sunt cele mai bune ape pentru alimentarea localităților.

Strate acvifere pot fi cantonate și la baza conurilor de dejecție sau a depozitelor deluviale. Ca urmare a structurii complexe, cu alternanțe de depozite permeabile și impermeabile, se întâlnesc strate acvifere libere sau captive. Curgerea apei este radiară.

Strate acvifere freatice din zonele interfluviule, sunt cantonate fie în sectoarele de câmpie, fie în cele montane.

În câmpie se găsesc la baza depozitelor loessoide. Grosimea acestor depozite poate atinge și valori maxime de 20-40m (Bărăgan, Dobrogea). Apele au un grad mare de mineralizare și o duritate sporită.

În zonele deluroase și de munte se pot acumula cantități importante de ape freatice, fie în stratele monoclinale, fie în depozitele deluviale.

Acviferele din roci compacte cu fisuri mici nu formează strate deoarece rețelele sunt izolate.

Acviferele din stratele cu fisuri largi sunt răspândite în rocile solubile, de genul calcarului și gipsurilor. Fisurile se lărgesc ca urmare a dizolvării carbonatului de calciu sau a gipsului. Apele încărcate cu bicarbonat de calciu pot da naștere unor roci de genul travertinului.

Stratele acvifere captive

Sunt cantonate între două strate impermeabile și alimentarea nu corespunde cu arealul pe care-l ocupă stratul. Mai poartă și denumirea de strate de adâncime. Regimul de variație nu depinde de condițiile climatice.

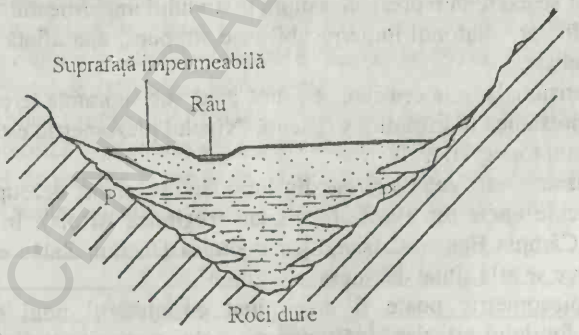


Fig.26 Scurgere (inferoflux) prin aluviunile unei albii

În funcție de nivelul piezometric stratele acvifere captive pot fi clasificate în:

a .strate acvifere captive fără presiune, se formează doar în cazul în care nu toată grosimea stratului permeabil a devenit strat acvifer; în acest caz stratul permeabil nu este pe deplin saturat cu apă.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

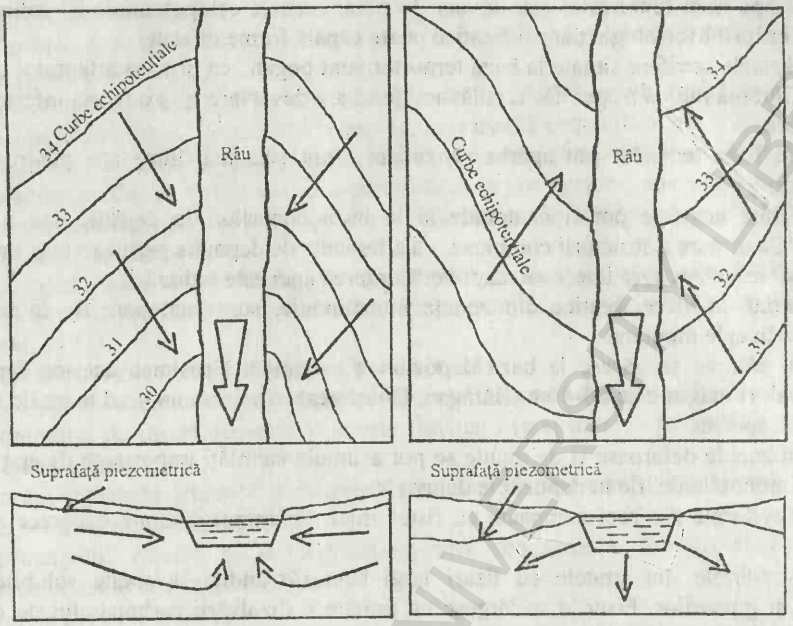


Fig.27 Distribuția izofreatelor în funcție de raportul râu-pânză freatică: a-pânza freatică alimentează râul; b-râul alimentează pânza freatică

b. Strat acvifer captiv sub presiune, se formează în cazul în care întregul strat permeabil este saturat cu apă. Este cazul stratelor care prezintă un oarecare grad de înclinare. În procesul de echilibrare a apelor se exercită o presiune asupra plafonului impermeabil.

În cazul în care plafonul impermeabil este străpuns, apa aflată sub presiune tinde spre suprafață. Se deosebesc:

- apa ascensională, este cea care se ridică până sub suprafața terenului. Ridicarea în foraj este în funcție de presiunea hidrostatică existentă. Nivelul piezometric este negativ deoarece el se află situat sub nivelul topografic;
- apa arteziană, este cea care iese din foraj, sub presiune, deasupra nivelului topografic. Sunt foarte cunoscute apele din Bazinul Parizian (regiunea Artois). În România se găsesc în Câmpia Română, Câmpia Banato-Crișană, Depresiunea Huedin, Zalău etc. Nivelul piezometric este pozitiv deoarece se află situat deasupra solului.

Nivelul piezometric poate fi determinat cu ajutorul unui manometru. Acesta se instalează la gura forajului artezian. Înălțimea nivelului piezometric (Ip) se determină ca fiind suma adâncimii forajului (h) și a presiunii citită la manometru (P), în atmosfere, multiplicată cu 10,33, adică unitatea de presiune a unei atmosfere:

$$Ip = 10,33*P + h.$$

3.c. Tipurile de ape subterane și caracteristicile lor

Apa eliberată din acvifer, sub acțiunea gravitației, poartă denumirea de apă gravitațională.

BCU IAȘI - CENTRU UNIVERSITY LIBRARY

Într-un eşantion al scoarţei terestre o parte din apă se va scurge gravitaţional până când acesta va rămâne uscat: în acest caz poartă denumirea de eşantion sec. Plasat într-o centrifugă va mai elibera un anumit volum de apă care este în funcţie de forţa centrifugă, adică depinde de viteza de rotaţie a aparatului (până la 50.000 rot./min.); aceasta este apa de retenţie (reţinută, adsorbită) din trama solidă a acviferului (suprafaţa particulelor, pereţii microfisurilor).

Forţele care le reţin, mai ridicate ca acceleraţia gravitaţională, sunt date de atracţia moleculară (1.000 până la 100.000 bari).

Tipuri de apă subterană		Extracţie	
		Mijloace	Forţe puse în joc
Apa disponibilă	Apa gravitaţională	Gravitaţie Desicaţie (104,5°C)	Gravitaţia Căldura
Apa nedisponibilă	Apa de retenţie	Centrifuga Calcinaţia	Atracţia moleculară

Tabel 9 Marile tipuri de ape subterane

3.c.1. Apa de retenţie

Caracteristicile apei de retenţie sunt datorate proprietăţilor particulare ale structurii moleculare a apei. Ea mai este cunoscută sub numele de apă legată. Molecula de apă, de model triangular, cu ioni de H încărcaţi pozitiv şi ioni de O încărcaţi negativ, se comportă ca un dipol dotat cu un moment electric permanent; această proprietate explică existenţa forţelor electromagnetice sau de atracţie moleculară de câteva mii de bari. Aceste forţe acţionează între moleculele de apă, pe de o parte, şi între acestea şi particulele solului încărcate electric, pe de altă parte. Moleculele, puternic legate între ele, constituie lanţuri sau particule. Formula moleculară a apei este complexă, de tip $(H_2O)n$, cu n=2,3,4...n=2 fiind cel mai frecvent.

În mediu poros există un câmp electric natural ce provoacă o polarizare a suprafeţei particulelor, care atrag dipolii; se constituie astfel, la suprafaţa particulelor, o peliculă continuă de apă adsorbită, cu o grosime de câţiva zeci de microni.

Acest fapt explică proprietăţile fizice ale apei de retenţie: o densitate ridicată ce variază între 1,25-1,70 şi o puternică vâscozitate vecină cu aceea a glicerinei.

Volumul apei de retenţie depinde, în mod esenţial, de talia particulelor: reprezintă 40-45% din volumul total pentru argilele (grăunţele foarte fine) şi 3-10% pentru nisip.

Formele de apă din roci		
Apa legată		Apa liberă
Apa legată chimic	Apa de constituţie	Apa capilară
	Apa de cristalizare	
	Apa zeolitică	
Apa legată fizic	Apa higroscopică	Apa gravifică
	Apa peliculară stabil legată	
	Apa peliculară labil legată	

Tabel 10 Formele de apă din roci

După raportul pe care-l are cu particulele de rocă, apa poate fi legată sau liberă.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3.c.2. Apa legată determină umiditatea naturală a rocilor şi poate fi legată chimic sau fizic.

Apa legată chimic face parte din compoziţia chimică a rocilor. Este strâns legată de reţeaua cristalină a mineralelor sub trei forme:

- Apa de constituţie intră în compoziţia chimică a mineralelor sub formă de ioni de H şi OH (micele de genul muscovitului sau halitului), hidrat de calciu etc. Este eliberată la temperaturi ridicate când mineralele respective se descompun şi dau naştere altora noi.

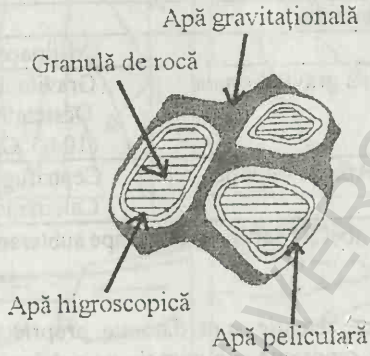


Fig.28 Categoriile de apă fizic legată

- Apa de cristalizare intră în alcătuirea unor reţele cristaline, dar este mai slab legată chimic. Intră în compoziţia unor minerale sau roci: gips şi sulfat de cupru. Este eliberată la temperaturi ridicate cu schimbarea calitativă a rocilor.

- Apa zeolitică se prezintă sub formă de molecule în spaţiile reţelei cristaline. Este strâns legată de structura mineralelor. Se eliberează prin încălzire fără a distruge reţeaua cristalină. După eliminare, această apă poate fi absorbită din nou.

Apa legată fizic (adsorbită) înconjoară particulele minerale datorită forţelor moleculare şi electrochimice. Se departajează apa higroscopică şi cea peliculară.

- Apa higroscopică înconjoară granulele rocilor sub forma unei pelicule şi se menţine la suprafaţă datorită acţiunii reciproce dintre forţele moleculare ale apei şi granulele solide.

Apa higroscopică nu transmite presiune hidrostatică, fapt pentru care poate fi deplasată numai în stare de vapori.

Cantitatea de apă higroscopică existentă în porii rocilor este în funcţie de umiditatea atmosferică; valoarea ei maximă este întâlnită numai în cazul unei saturaţii complete de umiditate a aerului atmosferic. De obicei, se găseşte în proporţie de 15-18% la nisipuri fine şi medii şi scade la nisipuri grosiere până la 1,2-0,5%.

Acest tip de apă nu respectă legile dinamicii fluidelor, ea putând fi îndepărtată din porii rocilor la temperaturi mai mari de 104,5°C şi numai sub formă de vapori. Punctul său de îngheţ se ridică la -78°C, iar cel de fierbere la +100°C.

- Apa peliculară stabil legată constituie un al doilea înveliş care acoperă granulele rocilor sub forma unui strat subţire de apă.

Acest tip de apă se menţine la suprafaţa granulelor prin acţiunea forţelor de atracţie moleculară cu intensitate mijlocie existente între particulele de rocă şi moleculele de apă. Nu

dizolvă sărurile, nu conduce curentul electric, nu se mişcă şi nu transmite presiune hidrostatică şi hidrodinamică.

Se elimină la temperatura de 105°C şi oferă o oarecare coeziune argilelor.

- Apa peliculară labil legată cunoaşte un oarecare grad de vâscozitate, are o uşoară conductibilitate, dizolvă foarte puţin sărurile şi îngheaţă la temperaturi situate <0°C.

Apa peliculară poate circula în stare lichidă, de pe o granulă de rocă pe alta, fără a fi însă influenţată de forţa gravitaţională, dar cu condiţia să existe o diferenţă de grosime a peliculei de apă între cele două granule.

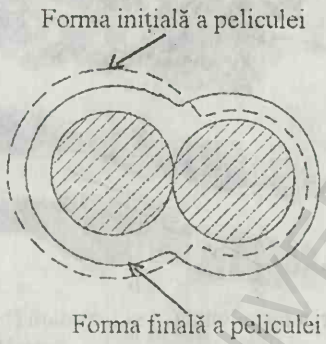


Fig.29 Modalitatea de deplasare a apei peliculare

Conţinutul de apă peliculară din argile poate ajunge la 40-45%, în timp ce la nisipuri coboară doar la 3-1,5%.

Caracteristicile termice ale apei peliculare labil legată o deosebesc de precedentele prin faptul că îngheaţă la temperaturi situate sub -1°C şi se transformă în vapori la temperaturi de 104,5°C.

3.c.3. Apa liberă

Apa liberă (gravitaţională) se poate deplasa sub acţiunea forţelor de gravitaţie, adică a diferenţelor de presiune. Ea singură contribuie la scurgerea apelor subterane în acvifere şi implicit spre izvoare şi lucrările de captare.

Apa liberă poate exista în cele trei forme de agregare: lichidă, solidă şi gazoasă. În stare de vapori saturează, în funcţie de umiditatea atmosferei, spaţiile libere din masa rocilor şi în funcţie de temperatură poate trece sub formă lichidă ca urmare a condensării.

În stare lichidă se prezintă sub două forme:

- Apa capilară se menţine în porii rocilor datorită tensiunii superficiale şi a forţelor capilare. Are capacitatea de a urca prin pori până la înălţimi invers proporţionale cu diametrul lor (la nisipul fin urcă mai mult decât la nisipul grosier). Îngheaţă la temperaturi situate <0°C, nu transmite presiune hidrostatică şi hidrodinamică, este cedată prin evaporare şi nu se deplasează datorită gravitaţiei.

- Apa gravifică circulă doar prin porii supracapilari (0,5-1,2 mm) precum şi prin fisurile rocilor sub acţiunea gravitaţiei. Formează şuviţe subterane cu viteze variabile.

Se deplasează după legile hidrodinamice, poate prezenta curgere laminară sau turbulentă, îngheaţă la 0°C şi fierbe la 100°C în condiţiile unei presiuni normale. Dizolvă rocile,

transmite presiune hidrostatică şi hidrodinamică, constituind, de fapt, obiectul de studiu al hidrogeologiei.

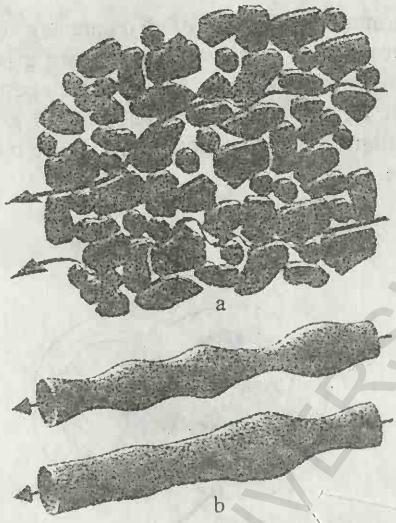


Fig.30 Scurgerea turbulentă (a) şi laminară (b) în mediul poros
după Hornberger et al.. 1998

Eliberarea apei libere (de gravitaţie) dintr-un acvifer este un fenomen complex. Experienţele recente au arătat că volumul de apă drenat este în funcţie de tipul de drenaj.

Volumul de apă liberă (gravitaţională), conţinut într-o rocă rezervor, creşte în funcţie de parametrii caracteristici ai vidurilor: porozitatea totală şi diametrul eficace.

Prin porozitate se înţelege raportul dintre volumul golurilor existente între particulele solide şi volumul total al materialului (inclusiv porii). Volumul porilor depinde de tipul de granule care alcătuiesc roca, de modul lor de sortare, de felul cum acestea sunt aranjate şi dacă sunt sau nu cimentate. Porozitatea unei roci (pori, fisuri, interstiţii) se exprimă prin coeficientul de porozitate (n), definit ca raport între volumul porilor (Vp) şi volumul total al rocii (Vt) (se exprimă în %):

$$n= Vp/Vt*100\ (\%).$$

Coeficientul de porozitate se determină prin metoda volumetrică. Aceasta constă în determinarea volumului total al rocii (Vt) şi volumul scheletului solid (Vs), cu ajutorul cărora se obţine coeficientul de porozitate prin relaţia:

$$n=Vt-Vs/Vt*100\ (\%);\ Vt-Vs=Vp.$$

Valoarea porozităţii rocilor variază în funcţie de dispoziţia particulelor, de forma şi dimensiunile lor, precum şi de gradul de cimentare; ea poate fi totală şi eficace.

Felul rocii	Porozitatea %
Sol	30-50
Argilă	10-50
Cretă	10-40

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Nisip, pietriş	18-47
Calcar	2,5-20
Gresie	5-15
Roci eruptive	1
Cuarţite	0,5

Tabel 11 Valoarea porozităţii rocilor

Porozitatea totală depinde de gradul de cimentare şi de compactare a rocilor; se are în vedere volumul total al porilor şi cel al rocilor. Poate fi evaluată cu ajutorul coeficientului de porozitate (n) care reprezintă raportul dintre volumul porilor (Vp) şi volumul total al rocii (Vt), multiplicat cu 100:

$$n = (Vp/Vt)*100\ (\%).$$

Porozitatea eficace reprezintă raportul dintre volumul total al golurilor prin care apa se poate deplasa gravitaţional şi volumul total al rocii. Se referă doar la volumul porilor prin care poate circula apa sub acţiunea gravitaţiei. Însuşirea în cauză are o importanţă practică deosebită. Ca valoare, ea deţine cca.25% din porozitatea totală.

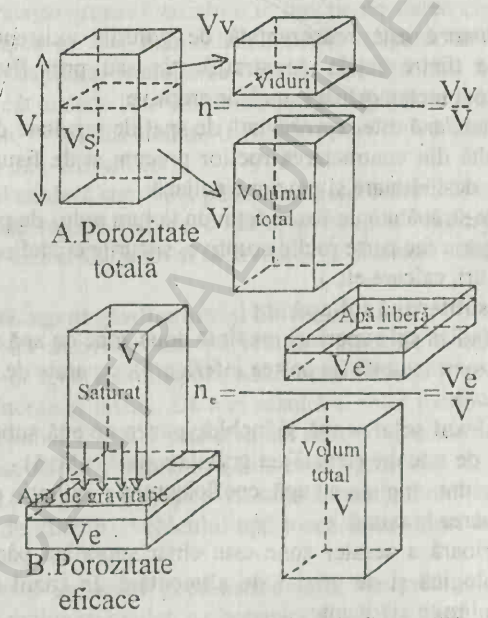


Fig.31 Porozitatea totală (A) şi eficace (B)

Cea mai mare porozitate eficace o au: pietrişurile (25%); nisipul fin 20%; argila (5%) etc.

Sunt două mari categorii de roci: poroase şi compacte.

Rocile poroase sunt alcătuite din materiale sedimentare: nisipuri, pietrişuri, bolovănişuri, marne, argile, piroclastite etc. Au proprietatea de a deţine spaţii libere între granule şi prezintă interes din punct de vedere hidrogeologic.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Comportamentul acestor roci, în raport cu apa, depinde de dimensiunea granulelor şi de dispoziţia acestora. Infiltrarea apei poate fi influenţată şi de structura solului. Spaţiile dintre granule pot varia de la dimensiunea micronilor la cea a centimetrilor. Golurile pot fi ocupate cu aer, vapori de apă sau cu apă în stare lichidă sau solidă. Granulele pot fi nelegate între ele sau unite cu ajutorul unui liant. Particulele rocilor poroase sunt aşezate dezordonat, dar cu timpul pot suferi unele procese de îndesare şi prin urmare de micşorare a spaţiilor dintre ele.

Convenţional, după dimensiuni, porii se împart în:

- supracapilari, cu diametre cuprinse între 0,5-1,2 mm; circulaţia apei are loc în conformitate cu legile hidrodinamicii; când porii supracapilari depăşesc diametrul de 1,2 mm nu se consideră porozitate obişnuită, ci macroporozitate (cavernozitate);
- capilari, cu diametre cuprinse între 0,5-0,0002 mm; circulaţia nu are loc în conformitate cu legile hidrodinamicii;
- subcapilari, cu diametre mai mici de 0,0002 mm; apa nu circulă.

Gradul de îndesare naturală (D) exprimă într-o oarecare măsură şi volumul rocilor. Din acest punct de vedere rocile se pot clasifica în: afânate (D = 0,00-0,33); îndesate (D = 0,33-0,66); foarte îndesate (D = 0,66-1,00).

După modul de alcătuire a rocilor se pot distinge două tipuri principale de porozitate: primară şi secundară.

Porozitatea primară este reprezentată de golurile existente între granulele rocilor sedimentare, de spaţiile dintre feţele de stratificaţie sau prin fisurile depozitelor de roci sedimentare cimentate, roci metamorfice sau chiar eruptive.

Porozitatea secundară este reprezentată de spaţiile rezultate din acţiunea de dizolvare a apei, de fisurile ce rezultă din contractarea rocilor precum şi de fisurile sau porii rezultaţi din procesele de cristalizare, deshidratare şi eroziune eoliană.

Rocile compacte străbătute de fisuri deţin un volum redus de pori sau sunt lipsite total de goluri. Din această categorie fac parte rocile eruptive, şisturile cristaline precum şi o serie de roci sedimentare (gresii, gipsuri, calcare etc.).

4. Zonalitatea subterană sol-apă

Primul acvifer (adică cel superior) prezintă două zone de apă subterană: zona nesaturată (la partea superioară) şi zona saturată (la partea inferioară), separate de suprafaţa pânzei.

4.a. Zona saturată

Cuprinde complexul solid – apă şi închide pânza de apă subterană. Deşi sunt prezente cele două tipuri de apă - de reţenţie (legată) şi gravitaţională (liberă) - este totuşi domeniul celei din urmă. Toate golurile sunt umplute cu apă, coeficientul de saturaţie este egal cu 100%, în timp ce umiditatea atinge valoarea maximă.

Suprafaţa superioară a acestei zone este chiar suprafaţa pânzei. Grosimea variază în funcţie de structura geologică şi de gradul de alimentare. În cazul unor exploatări exagerate grosimea poate scădea la limite alarmante.

În raport cu procesele geochimice care au loc între apă şi roci, se pot separa, de la suprafaţa solului până în interiorul stratului acvifer, două subzone:

- de oxidaţie, corespunde cu cea de aeraţie;
- de cimentaţie, este situată sub nivelul apelor freatice, până la adâncimi ce pot ajunge la 9-12km. Temperatura acestor sectoare se poate ridica la 365°C şi apa suferă un proces de disociere în elementele ei componente (Pişota, Buta, 1981).

4.b. Zona nesaturată (de aeraţie)

Se caracterizează prin prezența complexului solid – apă – aer. Cuprinde apa de retenție (legată) și gravitațională (liberă). Cantitatea de apă gravitațională este foarte slabă sau chiar nulă. Orizontul permeabil are porii capilari saturați, dar nu și pe cei subcapilari. Conține numai apă suspendată și permite circulația descendentă.

În funcție de valorile coeficientului de saturație și de umiditate care, în mod sumar, descresc spre suprafață, zona nesaturată este subdivizată în trei subzone (de sus în jos): de evaporație (sau evapotranspirație); de tranziție (sau intermediară); franj capilar (sau capilară).

Subzona de evaporație vine în contact cu atmosfera deoarece este situată în orizontul superior unde se dezvoltă și sistemul radicular. Apa infiltrată din precipitații și reținută prin capilaritate poate fi cedată atmosferei în urma procesului de evaporare sau prin sistemul radicular al plantelor (evapotranspirație). Când cantitatea de precipitații este scăzută rezerva de apă se poate epuiza și plantele ofilesc.

Subzona de tranziție este situată între subzonele de evaporație și capilară. Grosimea ei este în funcție de nivelul la care se află orizontul freatic. Se păstrează umiditatea suspendată în cadrul porilor capilari. Umiditatea nu cunoaște o variație prea mare și nu poate ceda apa subzonei de evaporație.

Franjul capilar este alimentat de apele zonei saturate, urcate prin capilaritate (ascensiune capilară). Cunoaște grosimi variabile în funcție de starea de capilaritate pe care o au rocile respective. Umiditatea ei este mai ridicată decât subzona de tranziție și conține apă higroscopică, peliculară și capilară. Umiditatea provine din orizontul freatic. Grosime subzonei depinde de porozitate: cu cât aceasta este mai mică cu atât apa poate urca mai mult. La nisipurile grosiere apa urcă 12-15 cm, în nisipul mediu 40-50 cm, în cel fin 90-100 cm, în pământul nisipos 175-200 cm, în cel argilos 225-250 cm etc.

Se remarcă faptul că dacă suprafața pânzei (noțiune teoretică) corespunde vârfului zonei unde golurile sunt saturate (adică include o parte a franjului capilar), din contra, suprafața piezometrică, măsurată în cadrul franjului și la izvoare, se plasează sub limita superioară a zonei saturate.

5. Apa subterană, agent geodinamic și hidrogeochimic

Prin puterea sa de dizolvare sau punere în suspensie a substanțelor minerale, apa subterană în mișcare este un agent de transport, adică de schimburi între suprafața solului și toată întinderea domeniului subteran și invers. De aici rezultă și rolul foarte important pe care-l joacă în propagarea poluării. Acțiunea în cauză este studiată de hidrogeochimie.

Pe parcursul traseului său subteran (alimentare prin apa de suprafață – infiltrație – acvifer – emergență – apă de suprafață) și potrivit unei durate mai mult sau mai puțin lungă (de la câțiva ani la câteva zeci de milenii), vehiculul apă joacă două roluri importante: geodinamic și hidrogeochimic.

Apa subterană este un agent geodinamic prin intermediul scurgerii subterane, prin acțiunea sa mecanică, coroziunea rocilor carbonatate și, la un grad mai mic, prin transportul materiilor în suspensie. În aceeași măsură ea asigură transferurile de căldură.

Apa subterană este în același timp un puternic agent hidrogeochimic prin puterea sa de dizolvare. Asigură transportul și schimburile substanțelor minerale.

6. Scurgerea și hidrodinamica apelor subterane

6.a. Schema generală a scurgerii

Apa subterană este alimentată din precipitațiile care, în final, se scurg pe văi sau în pânză. Încărcătura motrică este reprezentată de morfologia scoarței. Din aceste puncte apa

BCU CLUJ CENTRALA UNIVERSITARA LIBRARY

penetrează subvertical în sol formând o ramură descendentă. Scurgerea sa are loc sub o pantă lină.

Apele subterane se află tot timpul în mişcare, indiferent de natura litologică şi adâncimea formaţiunilor geologice. Viteza de scurgere poate varia de la câţiva milimetri la câteva mii de metri pe an.

Teoria apelor de adâncime perfect stagnante nu întâlneşte actualmente decât foarte puţini adepţi.

Apa gravifică circulă foarte uşor prin porii şi fisurile rocilor pe toate direcţiile: verticală, orizontală sau mixtă.

Circulaţia verticală este dominantă în zona nesaturată (de aeraţie). Viteza de deplasare este în funcţie de caracteristicile granulometrice ale depozitelor.

Circulaţia laterală se produce în zona de saturaţie completă a straturilor freatice. Ca urmare a faptului că suprafaţa pânzei freatice tinde să aibă toate punctele situate la acelaşi nivel, în masa de apă a orizontului acvifer se formează un sistem de linii de curent în care viteza moleculelor de apă poate fi constantă, moment în care scurgerea este uniformă, sau să prezinte variaţii, moment în care curgerea este neuniformă.

Mişcarea apelor subterane poate fi laminară sau turbulentă – principiu pus la punct de Reynolds în 1883 – în funcţie de viteza cu care se deplasează. Trecerea de la curgerea laminară la cea turbulentă poartă denumirea de viteză critică.

Regimul de scurgere laminară are loc în rocile cu porozitate omogenă, cu porii de dimensiuni reduse, fiind estimat prin numărul Reynolds (Re):

$$\mathrm{Re} = \frac{(Vcrit.* d * \delta a)}{\mu},$$

în care:

Vcrit. – viteza critică medie (cm/s);
d – diametrul porilor (cm);
δa – greutatea specifică a lichidului (g/cm^3);
μ – vâscozitatea lichidului (poise).

Valoarea acestui număr depinde de netezimea porilor. Ea este de 2.300 în cazul porilor netezi, de 600 pentru porii rugoşi şi de 540 pentru porii cu secţiune variabilă. Conform acestor valori se formează un regim laminar pentru Re<2.300 şi turbulent pentru Re>2.300 (Preda, Marosi, 1971). În acest caz viteza critică este:

$$Vcrit. = \frac{(\mathrm{Re}* \mu)}{(d * \delta a)}.$$

6.a.1. Legea Darcy

Legea Darcy reprezintă baza hidrodinamicii subterane; aceasta din urmă este partea hidrogeologiei şi a hidraulicii care se referă la curgerea apelor subterane, la legile care le guvernează şi aplicaţiile lor. Ea reprezintă ansamblul aspectelor cantitative ale hidrogeologiei.

Scurgerea apei ce traversează o coloană verticală de nisip natural a fost studiată experimental în 1856 de Darcy H. inginer hidrolog în oraşul Dijon (Franţa). El a utilizat tuburi verticale de 2,5m înălţime şi de 0,35m diametru interior. Acestea au fost umplute cu nisip natural pe o grosime e, sub o încărcătură de apă (înălţimea apei), notată cu h. S-a demonstrat că volumul de apă Q (în m^3/s) ce se infiltrează de sus în jos, pe coloana de nisip, traversând secţiunea totală interioară A (în m^2), într-o unitate de timp s (secundă), este în funcţie de coeficientul K

caracteristic mediului poros şi pierderii de încărcătură pe unitate de lungime a cilindrului de nisip H/e:

$$Q=KA\ H/e.$$

Ulterior K a fost numit coeficientul de permeabilitate. Pierderea de încărcătură pe unitate de lungime H/e, este în aceeaşi măsură definită ca gradientul hidraulic I. Expresia Legii Darcy devine:

$$Q(m^3/s)=KA(m^2)I.$$

Prin urmare apa care circulă pe un aliniament vertical, de sus în jos, poate prezenta viteze diferite, în funcţie de granulometrie şi se poate desfăşura pe o suprafaţă mai mare odată cu adâncimea la care ajunge. În condiţiile unei granulometrii fine apa prezintă viteze mici şi la adâncimi mari de penetrare se desfăşoară pe o suprafaţă mare. Pentru granulometrii grosiere situaţia este inversă.

Circulaţia apei în sol este influenţată de următoarele caracteristici: permeabilitate, capacitatea de absorbţie, coeficientul de absorbţie, vâscozitate, umiditate, debit unitar, viteza de filtrare şi gradientul hidraulic.

Permeabilitatea reprezintă proprietatea rocilor de a permite apei să circule prin pori. Aceasta este în funcţie de aranjamentul granulelor, mărimea porilor, temperatura şi vâscozitatea apei etc. Circulaţia apei prin porii rocilor se face prin curgere gravitaţională când vidurile sunt mari şi tensiunea superficială are un rol redus (pietriş, nisip). Permeabilitatea nu depinde de volumul total al porilor ci de mărimea lor. Nisipurile, pietrişurile etc. sunt considerate roci care au o permeabilitate omogenă; argilele, marnele etc. nu prezintă permeabilitate; rocile eruptive, metamorfice etc. au o permeabilitate neomogenă.

Permeabilitatea poate fi: omogenă (rocile au pori numeroşi şi apa pătrunde cu uşurinţă prin ei); neomogenă (au pori puţini şi fără legătură între ei).

Permeabilitatea se exprimă în cm/s sau în unitate darcy (K); aceasta din urmă este definită ca debitul de $1cm^3/s$ al unui fluid cu vâscozitate dinamică 1 centipoise care se infiltrează printr-un mediu poros cu secţiunea de $1cm^2$, sub acţiunea unui gradient de presiune de 1 atm./cm (1 darcy = $0,966*10^3$ cm/s sau rotunjit 1 darcy = $1*10^{-3}$cm/s la 20°C) (Buta, 1983).

Din punct de vedere hidrologic rocile sunt grupate în:

1. Roci permeabile – permit curgerea apei prin porii lor. Ele pot fi: granulare (formate din material grăunţos şi în general neuniform); fisurate (formate din roci impermeabile, dar cu fisuri de diferite mărimi).

2. Roci semipermeabile – apa circulă cu mare greutate.

3. Roci impermeabile – nu permit trecerea apei.

În raport cu permeabilitatea, rocile se împart în:

- Roci acvifere – au pori supracapilari şi capacitatea de înmagazinare a apei, dar şi de a o ceda prin scurgere (pietrişuri, nisipuri, gresii, conglomerate slab cimentate, bolovănişuri, grohotişuri etc.).

- Roci acviclude – deţin pori capilari şi subcapilari care au capacitatea de înmagazinare, dar având o porozitate capilară mică şi o viteză de circulaţie a apei redusă şi numai sub presiune, nu pot ceda apa (argile, marne).

- Roci acvifuge – roci compacte în care apa nu poate pătrunde din cauza porozităţii foarte reduse (rocile eruptive, metamorfice, sedimentare cimentate). Apa circulă doar prin fisuri.

Capacitatea de absorbţie reprezintă proprietatea unor roci de a reţine o anumită cantitate de apă. Aceasta este în funcţie de compoziţia granulometrică, gradul de îndesare şi rapiditatea de descompunere în prezenţa apei.

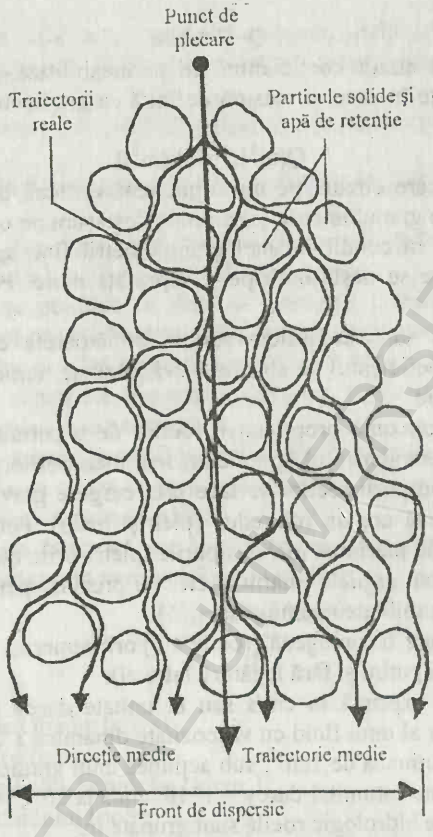


Fig.32 Viteza intergranulară şi dispersia

Capacitatea de absorbţie se exprimă prin coeficientul de absorbţie (Ca), definit ca raportul dintre masa de apă reţinută de o probă de rocă în stare naturală (ml) şi masa aceleaşi roci uscată la 104,5°C (m).

Capacitatea de absorbţie depinde de gradul de saturare al rocii.

Vâscozitatea este rezistenţa pe care o opune la curgere apa ca urmare a frecării interioare. Poartă şi denumirea de vâscozitate dinamică (N) şi variază cu temperatura (vâscozitatea se reduce odată cu creşterea temperaturii). Se măsoară în centipoise, unitate care la 20°C este egală cu 1 şi reprezintă a suta parte dintr-un poise.

$$N = \frac{0,0001817}{\left(1 + 0,337t + 0,00022t^2\right)}\left(\frac{kg}{s.m^2}\right).$$

Umiditatea (W) este cuantificată prin raportul dintre greutatea apei din pori (Ga) şi greutatea rocii uscate (Gr) după ce proba a fost uscată la 104,5°C:

BCU IAŞI CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

$$W\% = \left(\frac{Ga}{Gr}\right) * 100.$$

Umiditatea naturală, existentă la un moment dat într-o rocă, se poate determina prin recoltarea unor probe de sol, în capsule speciale şi cântărite în laborator, în stare umedă şi uscată, la 104,5°C. Se mai pot folosi tensiometre şi sonde nucleare cu neutroni.

Debitul unitar q este debitul care traversează unitatea de secţiune perpendicular cu direcţia de scurgere într-un mediu acvifer saturat în unitate de timp:

$$q = \frac{K}{A}.$$

Coeficientul de saturaţie (Cs) exprimă gradul de saturare cu apă al rocii şi este definit ca raportul dintre absorbţia la presiune normală (ai) şi la presiunea de 150 kgf/cm^2 (ap):

$$Cs = \frac{ai}{ap}.$$

Viteza de filtrare V, raportată la secţiunea A, este egală cu:

V=KI.

Legea Darcy este analogă cu Legea Ohm, baza scurgerii unui fluid electric într-un mediu conducător.

Legea Darcy a fost verificată experimental pentru toate direcţiile curentului, toate lichidele şi toate mediile poroase. Expresia generalizată, aplicată în toate cazurile pe care le pot prezenta structurile hidrogeologice este:

$$q = V = -k\overline{\text{grad}H}.$$

Semnul — este introdus înaintea celui de-al doilea membru al acestei expresii deoarece încărcătura diminuează în sensul scurgerii şi q sau V nu pot fi negative. K este coeficientul de permeabilitate, în sens larg, ţinând cont de toate caracteristicile mediului poros (geometrie internă, granulometrie), şi al lichidului care-l traversează (vâscozitate şi greutate specifică). Expresia gradH este asimilabilă gradientului hidraulic.

Legea Darcy se aplică acviferelor cu roci rezervor omogene sau scurgerii laminare.

Gradientul hidraulic (I) reprezintă diferenţa de încărcătură hidraulică dintre două puncte ale unui acvifer, pe unitate de distanţă, potrivit direcţiei generale de scurgere. Încărcătura hidraulică fiind măsurată prin nivelul piezometric, este asimilabilă cu panta suprafeţei piezometrice. În practică, este calculată pe teren, plecând de la nivelurile piezometrice măsurate în două foraje: unul în amonte (H_1), altul în aval (H_2), situate pe aceeaşi linie de curent şi separate de o distanţă L:

$$I = \frac{H_1 - H_2}{L}.$$

Aceste date pot fi obţinute, în aceeaşi măsură, pe o hartă piezometrică. Valorile gradientului hidraulic, măsurate în condiţii normale de scurgere subterană, sunt mici: de la 10^{-3} la 10^{-5}.

Cunoscându-se coeficientul de filtrare, gradientul hidraulic şi o serie de elemente dimensionale ale stratului acvifer, se poate aprecia debitul de apă conţinut. Este imperios necesară existenţa a 2-3 foraje, dintre care două să fie perpendiculare pe direcţia de curgere a stratului.

BCU CLUJ / C UNIVERSITY LIBRARY

6.a.2.Conul de depresiune

Ca urmare a pompării acviferului într-un puț (b) scade nivelul de apă din cadrul lucrării (nivelul dinamic) și se creează în acvifer o arie de influență în formă de pâlnie, adică un con de depresiune).

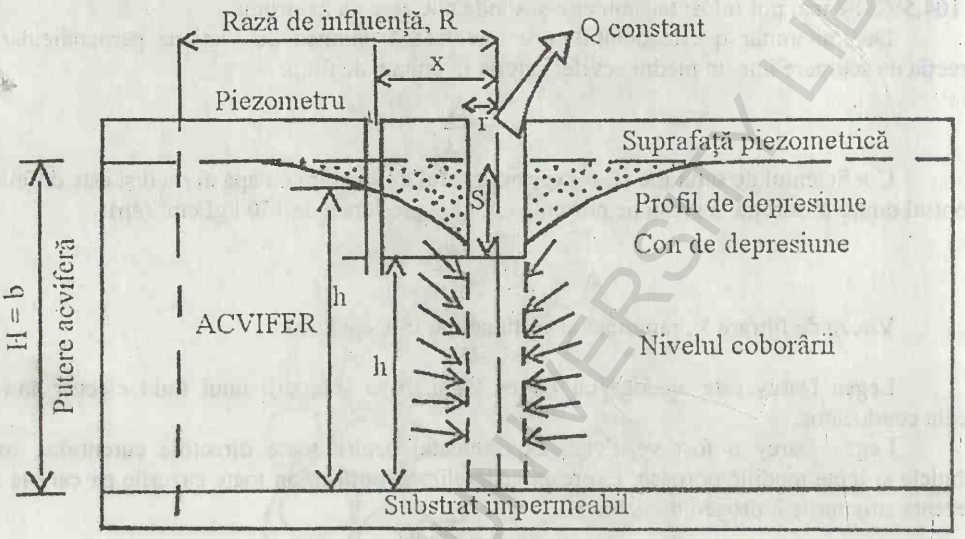


Fig.33 Profilul unui con de depresiune

Cu o suprafață piezometrică orizontală, acest con este caracterizat prin raza sa de influență (R) și coborârea (s). Coborârea este egală cu diferența H dintre suprafața piezometrică în repaus, măsurată deasupra substratului, pe de o parte, și nivelul dinamic în puț sau nivelul de apă într-o lucrare de observație (piezometru) situată la o distanță x de axa puțului, pe de altă parte. Dacă h reprezintă înălțimea de apă din lucrare (puț), măsurată deasupra substratului, coborârea s este egală cu H-h.

Într-o secțiune transversală conul de depresiune este limitat la partea superioară de suprafața piezometrică și la bază de profilul de depresiune.

În plan, conul de depresiune este reprezentat de curbe echipotențiale de depresiune cu forme circular-concentrice. În realitate, ca urmare a faptului că apa subterană este într-o continuă deplasare, suprafața piezometrică este înclinată și conul de depresiune este deformat și asimetric.

Zona de apel, adică partea ariei de influență unde apa ajunge în puț, este foarte etalată spre amonte; rezultă că raza de influență, redusă în aval și lateral, este dificil a fi delimitată spre amonte. Acest lucru se petrece când apa care alimentează puțul provine dintr-un front amonte situat uneori la mulți kilometri distanță.

Aceste indicative sunt foarte importante în lupta contra poluării apelor subterane captate, adică pentru delimitarea perimetrelor de protecție, mai ales în cazul fântânilor.

Diferența esențială dintre acviferul cu pânză liberă și acviferul cu pânză captivă, este că în primul caz conul de depresiune afectează acviferul, în timp ce în al doilea caz el este virtual.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

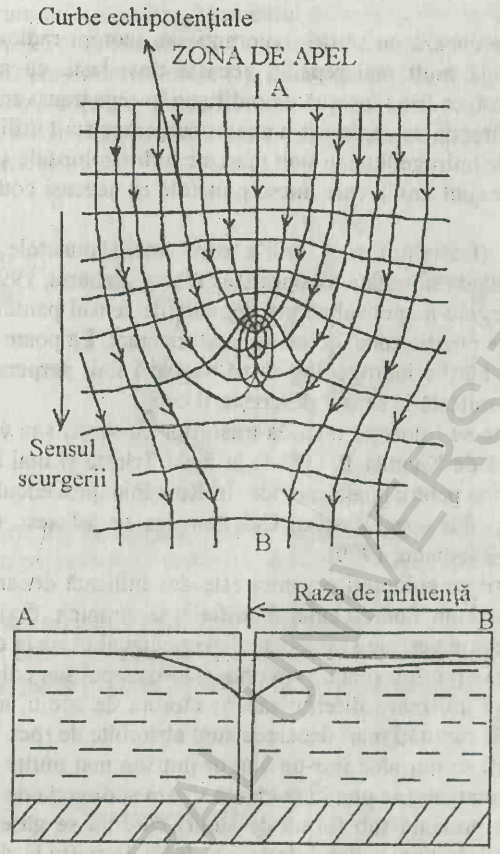


Fig.34 Con de depresiune cu suprafața piezometrică înclinată

Raza de influență (R) și coborârea (s) sunt în funcție de coeficientul de permeabilitate (K) (sau de transmisivitate – T) și de porozitatea eficace (nc) (sau de coeficientul de înmagazinare) la care se adaugă debitul de apă.

Studiile de specialitate au arătat că la un debit constant, raza de influență și de coborâre cresc în funcție de timpul de pompare.

7. Metode de determinare a circulației apelor subterane

Presiunea lichidului dintr-un punct oarecare se poate afla prin cunoașterea poziției altimetrice a nivelului piezometric. Mișcare apei în rocile poroase nu se face în bloc. Apa se deplasează conform relației:

$$V = \frac{q}{r},$$

unde:

V – viteza;
q - debitul;

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

r – porozitatea.

Dacă apa se marchează cu săruri, coloranți sau izotopi radioactivi se poate detecta în aval că marcatorul ajunge mult mai repede; aceasta dovedește că mișcarea apelor în medii poroase nu se face în masă, ea fiind însoțită de o difuzie în sens transversal.

Pentru a trasa direcția de deplasare a apelor subterane sunt utilizate hărțile topografice și hidrogeologice. Pe hărțile hidrogeologice sunt marcate hidroizohipsele și hidroizobatele.

Hidroizohipsele sunt liniile care unesc punctele cu aceeași cotă a nivelului piezometric, față de nivelul mării.

Hidroizobatele (izofreate) sunt liniile care unesc punctele cu aceeași adâncime a nivelului piezometric, față de suprafața topografică (Pișota, Zaharia, 1996).

Direcția de scurgere a apei subterane depinde de sensul pantei hidraulice, de înclinarea patului impermeabil și de poziția zonei de maximă alimentare. Ea poate fi determinată cu ajutorul trasorilor sau grafic. Pe hărțile hidrogeologice se trasează linii perpendiculare pe hidroizohipse existente; curgerea se manifestă în sensul descreșterii cotei.

Pentru exactitate se folosește metoda trasorilor cu săruri sau coloranți. Procedeul a fost folosit pentru prima dată de Kandler P. (1864) în zona Trieste și mai apoi de Knopp A. (1877) care au folosit fluoresceina pentru apele carstice. În România, procedeul a fost utilizat de Mihuția S. (1901) pentru carstul din zona Vașcău. Cel mai des se folosesc soluțiile colorate, trasorii chimici sau radioactivi (Zăvoianu, 1999).

Metoda marcării cu coloranți organici este des utilizată deoarece nu sunt toxici pentru om, plante și animale precum fluoresceina, fenolftaleina, uranina, fuxina (fucsină) etc. În apele alcaline, fluoresceina devine verzuie și se poate detecta vizual chiar la o diluție de 1:40 milioane, iar la o diluție mai mare se pot folosi lampa Wood, fluoroscopul sau colorimetrul.

Trasorii chimici utilizează diferite săruri: clorura de sodiu, amoniu, calciu, litiu. Sunt ușor solubile dar necesită cantități mari deoarece sunt absorbite de roci.

Trasorii amintiți se introduc într-un singur puț sau mai multe și se urmărește când apar în forajele și puțurile nemarcate; se pun în evidență viteza și direcția de deplasare.

Ionii trasori se prezintă sub formă de săruri care nu se găsesc în mod natural în sol: sulfatul de cupru, sulfatul de zinc, sulfatul de nichel. Ionii de cupru și zinc se pun în evidență cu o soluție de 0,001% ditizonă (difeniltiocarbazon) în mediu de cloroform sau tetraclorură de carbon.

În prezența ionilor de cupru, soluția verde închisă de ditizonă devine violetă, iar în prezența ionilor de zinc culoarea se schimbă în roșu. Ionul de nichel se pune în evidență cu dimetilglioxim (Trufaș, 1965).

Metoda trasorilor radioactivi este mult mai economică deoarece se pot face modificări chiar la cantități foarte mici de ordinul a 10^{-9}g. Sunt folosiți izotopii de brom 82, cadmiu 15, iod 131, argint 110, seleniu 75. Detectarea se face cu ajutorul contorului Geyger-Müller.

Metoda trasorilor chimici se folosește doar când pe direcția de curgere a apelor subterane se găsesc două foraje cu coloane metalice.

Sunt necesare o baterie, o rezistență și un ampermetru. De un pol al bateriei sunt legate două fire, unul care merge la forajul cu nivel mai ridicat și celălalt la o rezistență care se introduce în puțul cu cota cea mai coborâtă. Între polul doi și forajul cu nivel coborât se leagă un ampermetru. În forajul unu (P1) se introduce un electrolit care se va deplasa odată cu masa de apă spre forajul doi (P2). Cronometrarea timpului începe din momentul introducerii electrolitului. Cunoscând înainte conductibilitatea apei din foraj, se așteaptă la cel de-al doilea foraj până ajunge electrolitul. Ampermetrul va indica o scădere bruscă a rezistenței pe care o opune masa de

apă din foraj la trecerea curentului electric. Momentul trebuie să coincidă şi cu citirea timpului la cronometru pentru a se urmări care este durata deplasării masei de apă între cele două foraje.

Cunoscându-se distanţa dintre foraje (l), diferenţa de nivel (h) şi timpul de deplasare a masei de apă, se poate calcula coeficientul de filtrare.

Procedeul grafic se bazează pe existenţa a trei puţuri sau foraje apropiate şi dispuse sub forma unui triunghi echilateral.

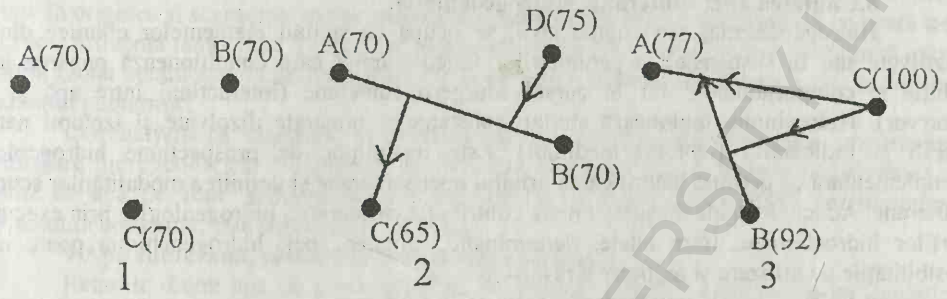


Fig.35 Determinarea direcţiei de curgere a apelor subterane prin metoda celor trei foraje sau puţuri (în paranteză sunt notate cotele nivelurilor piezometrice)

La aplicarea acestei metode se pot întâlni trei situaţii:

- Dacă nivelul în cele trei puţuri se află la aceeaşi cotă, suprafaţa orizontului freatic este aproape orizontală şi nu se poate preciza o posibilă direcţie de deplasare.

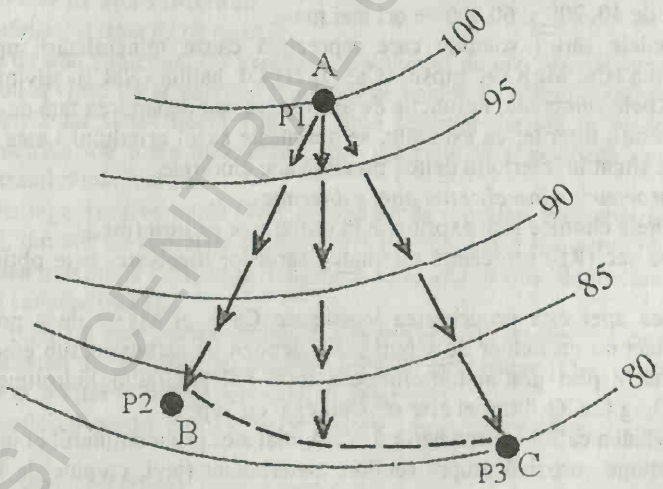


Fig.36 Stabilirea direcţiei de curgere a apelor subterane, de la puţul A spre puţurile B şi C

- Dacă în două puţuri există aceeaşi cotă şi în cel de-al treilea nivelul este mai mare, din el se coboară o perpendiculară pe dreapta care uneşte primele două foraje, acestea fiind şi direcţia de curgere a apei freatice. În cazul în care nivelul este mai coborât, de pe dreapta care uneşte cele două foraje cu aceeaşi cotă se coboară în unghi drept spre forajul cu nivelul mai coborât, aceasta

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

fiind şi direcţia de curgere a apei. Sensul de curgere este definit de forajul cu nivel mai coborât sau mai ridicat.

- În condiţiile când toate cele trei foraje au cote diferite, printr-o dreaptă se uneşte cota cea mai mare cu cea mai mică şi prin interpolare se caută punctul care ar avea cota celui de-al treilea foraj. Acest punct se uneşte printr-o linie cu forajul trei şi pe ea se coboară o perpendiculară pornind de la forajul cu cota cea mai ridicată, aceasta fiind direcţia de curgere a apei.

8.Calitatea apei subterane. Hidrogeochimia.

Hidrogeochimia, sau chimia apei, se ocupă cu studiul elementelor chimice din apă (dizolvate sau în suspensie), a parametrilor fizico-chimici care condiţionează punerea lor în soluţie şi comportamentul lor în cursul scurgerii subterane (interacţiuni între apă şi roca rezervor). Hidrochimia înglobează studiul substanţelor minerale dizolvate şi izotopii naturali stabili şi radioactivi (izotopii mediului). Este un mijloc de prospecţiune hidrogeologică complementară ce permite identificarea originii apei subterane şi definirea modalităţilor scurgerii subterane. Aduce, în egală măsură, o mare contribuţie cartografiei hidrogeologice prin executarea hărţilor hidrochimice. Între altele, determinând calitatea apei, hidrogeochimia poate limita posibilităţile de utilizare şi reducere a resurselor.

8.a. Principalele substanţe dizolvate în apa subterană

Apa subterană înglobează, în soluţie, numeroase substanţe minerale, gaze şi săruri solubile.

Principalele gaze dizolvate (uneori în stare liberă de suspensie) sunt: compuşii aerului (oxigen, hidrogen, azot), anhidrida carbonică (CO_2), amoniac (NH_3), sulfura de hidrogen şi un conţinut mai mic de argon, xenon, heliu şi metan. Majoritatea acestor gaze au o solubilitate slabă, cuprinsă între 0,01 şi 0,02 cm^3/cm^3 la temperatură normală, excepţie făcând CO_2, H_2 şi NH_3 care au o solubilitate de 40, 200 şi 60.000 de ori mai mare.

Principalele săruri solubile care reprezintă cauza mineralizării apei sunt: calcarul ($CaCO_3$), dolomita ($Ca, Mg)CO_3$, gipsul ($CaSO_4,2H_2O$), halitul (NaCl), silvinitul (KCl), nitraţii, silicea (SiO_2). Apele subterane, în funcţie de apropierea sau depărtarea faţă de o mare sau un lac, pot avea concentraţii diferite; ca exemplu, se aminteşte cazul grindului Letea din Delta Dunării care, deşi se află situat în interiorul deltei, prezintă ape clorurate.

8.b. Parametrii mineralizaţiei apei subterane

Elementele chimice sunt exprimate în miligrame pe litru (mg/l).

Reziduu sec (RS) reprezintă totalitatea sărurilor dizolvate. Este obţinut prin desicarea apei la 104,5°C.

Duritatea apei este proprietatea ionilor de Ca^{++} şi Mg^{++} de a provoca un reziduu insolubil în contact cu un lichior de săpun şi un depozit de carburant sub efectul fierberii. Este exprimată cantitativ prin gradul hidrotimetric total (TH). Gradul hidrotimetric total francez corespunde la 10mg $CaCO_3$/litru; el este sensibil egal cu 10ppm.

Agresivitatea califică o apă natural acidă, mai ales prin conţinutul ei în CO_2 şi care poate să exercite o acţiune corozivă asupra rocilor, materialelor (ţevi, crepine de foraje) sau asupra conductelor.

8.c. Evoluţia caracteristicilor hidrochimice

Apa subterană primeşte caracteristicile sale hidrochimice de bază în cursul infiltrării în cadrul zonei nesaturate pe primii metri ai scoarţei. Prin urmare, mineralizarea sa suferă modificări odată cu scurgerea subterană sub acţiunea sărurilor solubile ale rocii rezervor sau a

influenţelor exterioare (invazie marină de ape sărate, ca în cazul sectorului estic al Deltei Dunării unde predomină apele clorurate faţă de cele dulci din sectorul vestic, sau poluării accidentale).

Influenţa rocii rezervor depinde de solubilitatea rocilor, de mărimea suprafeţei şi timpului de contact. Există o relaţie îngustă între caracteristicile fizice şi geochimice ale rocilor rezervor şi hidrogeochimia apelor subterane.

8.d. Caracteristicile fizice ale apei subterane

Temperatura apelor subterane, măsurată la emergenţă sau în acvifer, aduce date cu privire la originea şi scurgerea apelor subterane. Temperatura apei se echilibrează cu aceea a rocii rezervor. Influenţa temperaturii aerului se atenuează foarte rapid în adâncime, la o limită maximă de 40m (zona neutră sau de heterotermie); de la această adâncime temperatura este în funcţie de gradientul geotermic.

Conductivitatea electrică, şi inversul ei rezistivitatea, sunt mijloace importante de investigare hidrogeologică. Unitatea de rezistivitate este ohm*cm, care este rezistivitatea unei prisme de apă de $1cm^2$ secţiune şi 1cm înălţime, la temperatura de 20°C; rezistivitatea, la temperatură constantă, este legată de reziduu sec.

9.Apa subterană, resursă minerală regenerabilă

Relaţiile dintre apa de suprafaţă şi apele subterane arată independenţa lor; ambele nu sunt decât fracţiunile unui singur volum total de apă disponibilă. Din această cauză prelevarea unora se efectuează în detrimentul altora. Exploatarea apelor subterane diminuează debitul scurgerii subterane, deci a emergenţelor, apoi a cursurilor de apă pe care le alimentează. Aceste acţiuni se repercutează în adâncime, mai ales în bazinele sedimentare.

Noţiunea de unitate este importantă în vederea prevenirii poluărilor deoarece ea demonstrează că apa este un agent transportor şi dispersator foarte important.

10.Rezervele de apă subterană

10.a. Definiţie şi tipurile de rezerve

Rezerva de apă subterană (W) reprezintă volumul de apă gravitaţională conţinut la un moment dat într-un acvifer. Ea se exprimă în unităţi de volum, de obicei în milioane m^3.

În acviferele cu pânză liberă volumul rocii rezervor variază în funcţie de fluctuaţiile suprafeţei piezometrice, de unde necesitatea unei referinţe la o perioadă definită, în general plurianuală, substratul rămânând fix.

Se pot distinge: rezerva totală (Wt), delimitată de suprafaţa piezometrică medie, rezerva permanentă (Wp), limitată de suprafaţa piezometrică cea mai joasă şi rezerva regulară (Wr), care reprezintă cantitatea maximală de apă gravitaţională ce se află în zona de fluctuaţie (între cea mai înaltă suprafaţă şi cea mai joasă).

Rezerva regulară este partea variabilă a rezervei unui acvifer. Ea poate fi comparată, pentru aceeaşi perioadă de referinţă, cu debitul global al unei pânze (Qw – suma cantităţilor de apă ce vin natural în acvifer în timpul perioadei de referinţă).

În acviferele cu pânză captivă, unde stratele impermeabile sunt fixe, poate fi definită doar rezerva totală.

10.b. Evaluarea rezervelor de apă subterană

Rezerva de apă subterană (W) este determinată de volumul masei de rocă rezervor (V) ce corespunde tipului de rezervă şi porozităţii eficace nc(W=V*nc). Volumul rocii rezervor poate fi calculat prin grosimea sa medie (b) şi suprafaţa acesteia (A), sau, cu mai multă precizie, prin planimetrarea hărţilor în curbe izopahe.

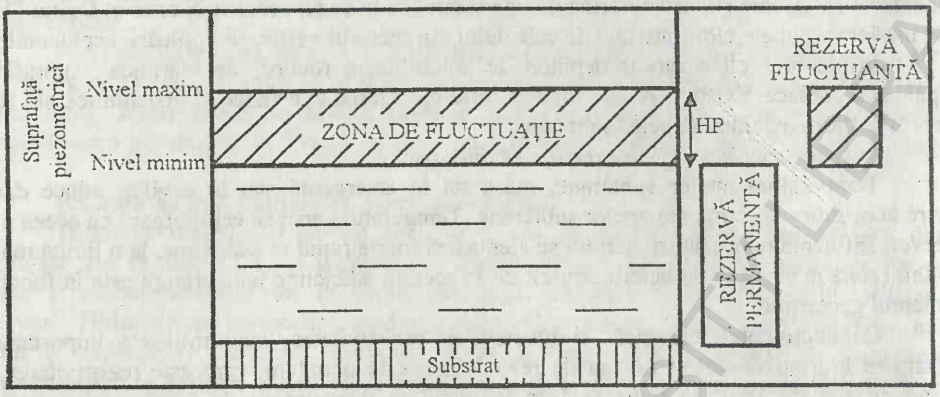


Fig.37 Tipurile de rezerve specifice apelor subterane

10.c. Regenerarea rezervelor de apă subterană

Rezerva de apă subterană a unui acvifer se reînnoieşte prin aportul apelor de alimentaţie. În decursul unei perioade determinate, în general an hidrologic, un volum de apă (dW) este introdus în acvifer şi tranzitează.

Indicele de reînnoire reprezintă raportul acestui volum de apă (dW) cu rezerva totală (Wt). El exprimă volumul de apă care tranzitează în acvifer (rol conducător). Înmagazinarea subterană este în funcţie directă cu acest parametru.

Durata reînnoirii este timpul teoretic necesar pentru ca volumul apei de alimentaţie (dW) să fie egal cu rezerva totală (Wt). Prin urmare, reprezintă timpul cerut pentru a reconstituii rezerva totală dacă aceasta este epuizată. El variază direct în funcţie de retenţia naturală a rocilor rezervor (rol de înmagazinare).

11. Resursele de apă subterană

11.a. Definiţie şi tipurile de resurse

Resursele de apă subterană reprezintă cantitatea de apă utilizabilă care este fizic posibil şi economic avantajos de a fi prelevată din acvifere, într-un domeniu şi în timpul unei perioade definite, ţinând cont de diversele caracteristici tehnice şi practice (exprimate în m^3/an).

11.b. Resursele potenţiale totale de apă reprezintă totalitatea resurselor potenţiale, fracţionate în resurse potenţiale de apă de suprafaţă şi resurse potenţiale de apă subterană.

11.c. Resursele regenerabile de apă subterană sunt exploatate cu condiţia conservării unui echilibru al alimentării şi fără a depăşi rezervele. Provin esenţialmente din captarea apei pânzei libere. În acest caz, echilibrul este tradus prin stabilizarea suprafeţei piezometrice medii. Resursele sunt aproximativ egale la debit mediu al scurgerii subterane.

11.d. Resursele neregenerabile de apă subterană provin esenţialmente din exploatarea rezervelor pânzelor captive cu slabă regenerare. Pot depăşi rezerva permanentă a pânzelor libere. Durata lor este limitată în timp.

Pentru o mai bună administrare a apelor subterane trebuie realizate probleme de o deosebită actualitate:

- managementul resurselor de ape subterane, în general, şi al sistemelor naţionale, în special;
- dimensionarea şi instituirea zonelor de protecţie din preajma captărilor;

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

- studierea influenței condițiilor naturale asupra proceselor de poluare;
- evaluarea vulnerabilității la poluare a sistemelor acvifere;
- punerea în evidență a unor soluții noi, neconvenționale, aplicabile în condițiile României, care să aibă în vedere remedierea calității apelor subterane poluate;
- estimarea cantitativă și calitativă a influenței apelor subterane în managementul teritorial (combaterea procesului de înmlăștinire și a fenomenelor de sărăturare a solurilor, studierea și combaterea alunecărilor de teren, reabilitarea stabilității și calității mediului în sectoarele de carieră și exploatare minieră, amplasarea depozitelor de deșeuri etc.) (Zamfirescu, 1997).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL IV IZVOARELE

Motto:

"Diavolul este arareori în relaţie cu fântânile şi foarte puţine îi poartă numele, în timp ce foarte multe poartă numele unui sfânt sau al unei zeiţe"

Sébillot, Le folklore de la France

Izvorul reprezintă locul unde apa iese la suprafaţă (emerge), în mod natural din cadrul scoarţei şi se scurge, fie la suprafaţa solului, fie într-o formaţiune acvatică (lacuri, mlaştini, mare etc.).

Practic, cuvântul emergenţă, reprezintă apa care iese la suprafaţă din stratele acvifere (freatice şi de adâncime).

Clasificarea izvoarelor de pe teritoriul României prezintă următoarea variantă: după situaţia geologică, după temperatură şi după cantitatea de săruri şi gaze dizolvate în apă (Pişota, Buta, 1983; Pişota, 1995; Romanescu, 1996).

A. Clasificarea izvoarelor:

1.După situaţia geologică

În această categorie se includ două tipuri de izvoare: descendente, ascendente, la care se adaugă şi izvoarele intermitente (specifice zonelor carstice).

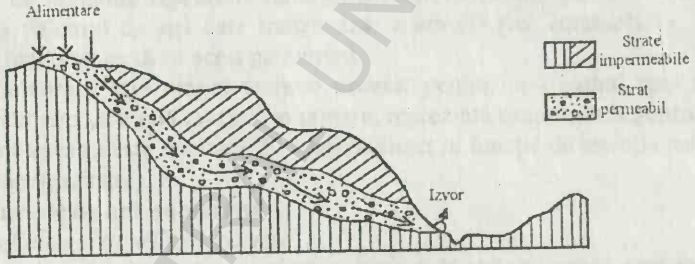


Fig.38 Izvor descendent în strat monoclinal

după Pişota, 1995

1.a.Izvoare descendente

Îşi au originea în stratele acvifere aflate sub influenţa gravitaţiei.

1.a.1.Izvoare descendente de strat

Izvoare monoclinale, provin din structurile acvifere monoclinale ce se găsesc între două strate impermeabile. Apar la zi doar în situaţia când stratul acvifer este intersectat de apele curgătoare de suprafaţă.

Izvoare de sinclinal, se găsesc pe ambele flancuri ale unui sinclinal şi rezultă din eroziunea stratului superficial.

Izvoare de anticlinal, se găsesc pe părţile laterale ale unui anticlinal şi au aceeaşi provenienţă ca primele două.

Izvoare descendente de vale, îşi fac apariţia la baza versanţilor, de cele mai multe ori sub forma unei "linii de izvoare".

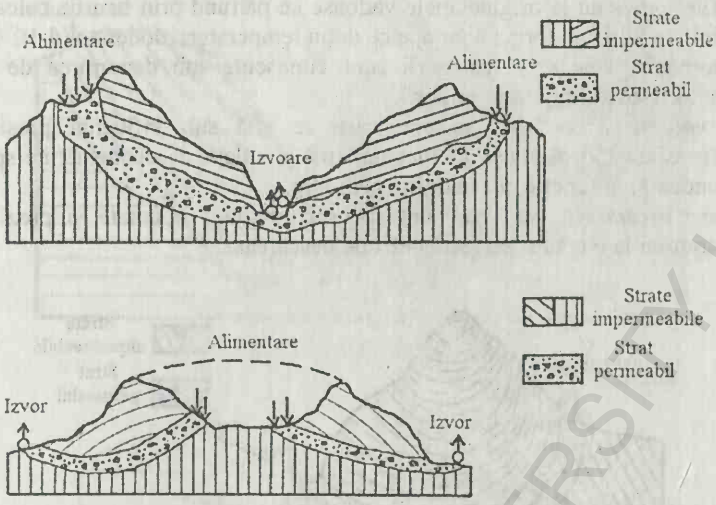


Fig.39 Izvoare descendente: a-sinclinale; b-anticlinale
după Pişota. 1995

Izvoare de terasă apar la baza teraselor, la contactul dintre depozitele permeabile şi cele impermeabile. Debitul este bogat şi constant, iar calitatea apei bună.

Izvoare descendente de grohotiş apar, de regulă, în formaţiunile muntoase care deţin depozite de grohotiş. Au debit variabil.

Izvoare asemănătoare se mai pot forma în deluviile de alunecare, de prăbuşire, conuri de dejecţie etc.

Izvoare descendente în roci compacte apar, de regulă, doar în rocile calcaroase fisurate prin care circulă apa şi îşi fac simţită prezenţa la suprafaţă sub forma unor resurgenţe sau exurgenţe.

a. *Resurgenţele* i-au naştere din apa pâraielor care dispar în formaţiunile calcaroase, prin sorburi sau ponoare şi, după ce străbat o anumită distanţă, pe un traseu subteran, reapar la suprafaţă într-un punct mai coborât şi cu debit mai mare (Topolniţa în Mehedinţi, Bigăr în Banat).

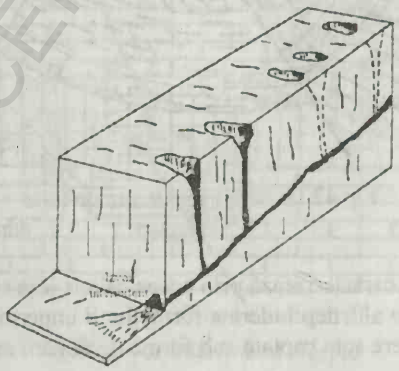


Fig.40 Izvoare de sufoziune

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

b. *Exurgenţele* au la origine apele vadoase ce pătrund prin fisurile calcarelor şi apar la suprafaţă pe linii de falii sub forma unor ape ce deţin temperaturi moderate (6-10^{0}C).

În România, cele două categorii sunt cunoscute sub denumirea de *izbucuri*. Sunt specifice Munţilor Banatului şi Apusenilor.

1.b.Izvoarele ascendente au ape care se află sub influenţa presiunii suprafeţei piezometrice (presiune hidrostatică). La început, au o circulaţie descendentă, iar spre final, capătă o mişcare ascendentă, în funcţie de condiţiile geologice.

Izvoare ascendente de strat sunt specifice regiunilor cutate şi prezintă o zonă de alimentare a stratului la o cotă superioară celei de descărcare.

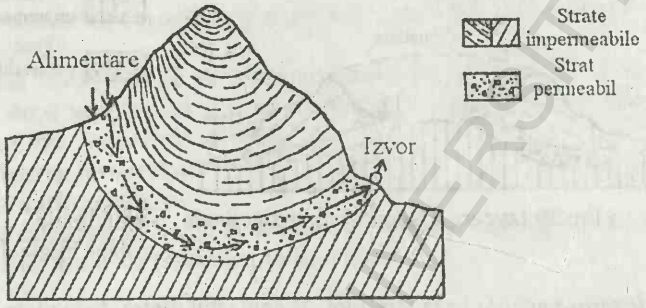


Fig.41 Izvoare ascendente de strat

după Pişota, 1995

Izvoare ascendente de falie îşi fac apariţia la suprafaţă, pe o linie de falie. Se află sub presiune şi au debite bogate. Traiectoria ascendentă o capătă pe linia de falie.

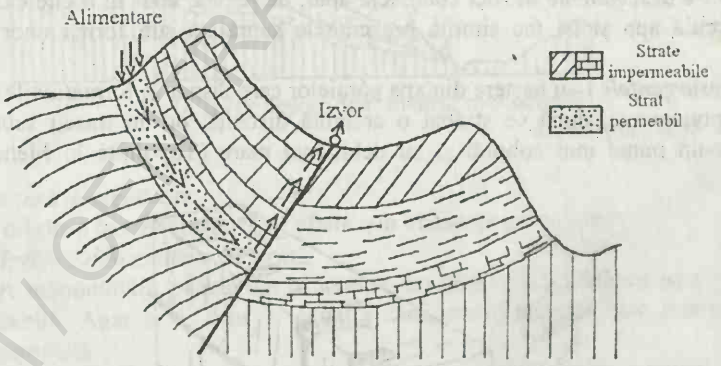


Fig.42 Izvoare ascendente de falie

după Pişota, 1995

Izvoare arteziene, se caracterizează prin aceea că apa iese sub presiune arteziană, de cele mai multe ori pe o fisură sau o altă deschidere a formaţiunii impermeabile care acoperă depozitul acvifer. Adesea, stratele acvifere sunt captate sub formă de fântâni arteziene.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

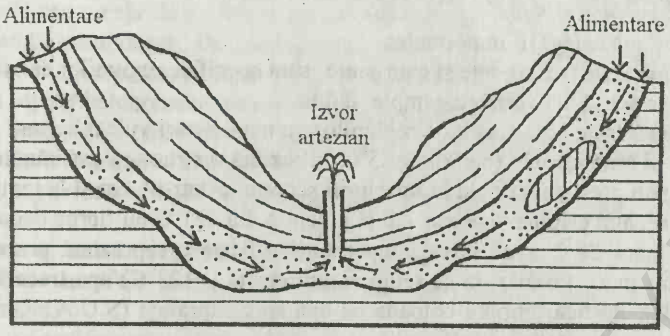


Fig.43 Izvoare arteziene

după Pişota. 1995

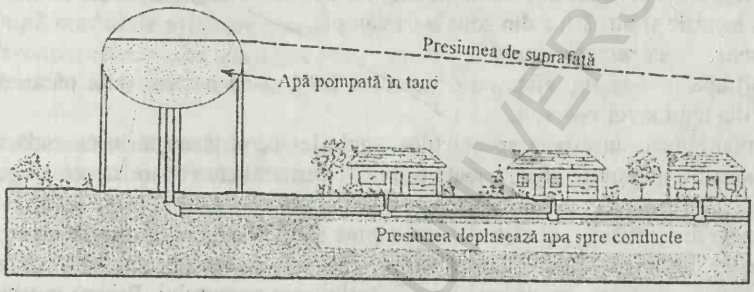


Fig.44 Sistemul de alimentare dintr-un oraş bazat pe principiul artezian (castel de apă)

după Tarbruck. Lutgens. 1993

Izvoare vocluziene reprezintă exurgenţele regiunilor carstice comandate de un sifon. care funcţionează într-o manieră intermitentă sau continuă. Sunt specifice regiunii Vaucluse (Franţa) şi au debite bogate. Ele se pot prezenta sub ambele variante (descendente şi ascendente).

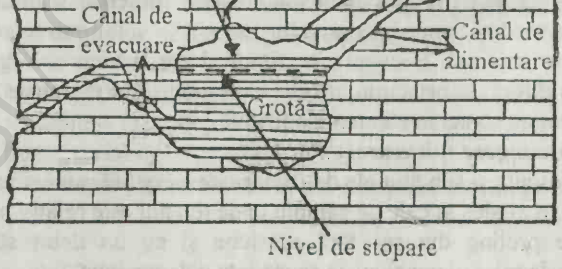


Fig.45 Izvor intermitent simplu

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1.c.Izvoare intermitente

Cunosc două categorii importante:

1.c.1.Izbucurile (resurgențe și exurgențe) sunt specifice regiunilor carstice și au ape reci. Se găsesc sub două variante: simple; duble.

1.c.2.Gheizerele sunt specifice regiunilor cu manifestări vulcanice sau postvulcanice, au debite puternice și ape termale (până la >85^{0}C). Prezintă o structură asemănătoare unui vulcan. Apa fierbinte și sub presiune circulă în interiorul scoarței printr-un canal la temperaturi mai mari de 121^{0}C. Apa are, atât origine vadoasă, cât și juvenilă. La 121^{0}C nu fierbe deoarece se găsește la o presiune mai mare de 2 atm. Sursa temperaturii ridicate o reprezintă prezența unei magme topite la adâncimi mari. Pe măsură ce temperatura crește (>123^{0}C) apa trece în stare de vapori care, prin forța lor elastică, împing coloana de apă spre suprafață (S.U.A., Islanda, Kamceatka, Noua Zeelandă, Japonia, Italia – "soffioni").

După caracterul ieșirii la suprafață izvoarele se mai pot împărți și în: țâșnitoare (reocrene), de lacuri (limnocrene) și de prelingere (picurare) (helocrene).

Toate trei se pot găsi în zona montană, iar cele din categoriile 2 și 3 sunt răspândite, cu precădere, în lacurile și turbăriile din zonele de câmpie.

-Izvoare cu caracter țâșnitor

Când apa iese la suprafață cu o oarecare forță și dă naștere unui pârâu sau torent, se asistă la apariția unui izvor *reocren.*

Ea poate avea un aspect spectaculos, mai ales când țâșnește în cascadă, pe un perete abrupt, la o oarecare înălțime; uneori poate fi un râu veritabil care apare ca o resurgență în cadrul masivelor calcaroase.

Pietrele din jurul său, în cadrul zonei alpine sunt, de obicei, acoperite cu strate groase de mușchi. Aceștia din urmă, genul *Cratoneuron*, prezintă forme special adaptate acestor zone, având tulpini lungi care pot rezista mai bine la turbulența curentului. Printre mușchii riverani și cei ai asociațiilor vecine, cresc diverse graminee (*Deschampsia caespitosa*, carexuri adaptate regiunilor reci, saxifraga stelată (*Saxifraga stellaris*), *Saxifrage aizoides, Epilobium alsinifolium, Caltha palustris, Cardamine camara*). Unele plante amintite pot trăii și la 2.500m altitudine.

Formarea tufului se poate observa adesea când apa izvorului este saturată în carbonat de calciu. Gazul carbonic fiind acaparat de activitatea asimilatoare a algelor și mușchilor, favorizează apariția concrețiunilor calcaroase care se precipită pe plante și în patul izvorului unde se dezvoltă continuu veritabile terase de tuf.

La altitudini joase izvoarele pot fi înconjurate frecvent de un cortegiu de plante dese și viguroase, printre care *Eupatorium cannabinum* și *Petasites hybridus*.

-Izvoare de lac

Limnocrenele ies de pe fundul depresiunilor lacustre, chiar și din mări, a căror preaplin se deversează prin intermediul unui pârâu sau râu.

Aceste izvoare sunt mai frecvente în câmpii decât la munte. Vegetația lor riverană, în general abundentă, nu diferă, în principiu, de cea care garnisește țărmurile unei ape stătătoare ce deține afluenți de suprafață săraci în elemente nutritive.

-Izvoare de prelingere (picurare)

Mai sunt cunoscute și sub numele de *izvoare de mlaștină* sau *helocrene*. Se pot întâlni în toate formele de relief, mai ales în cele de câmpie unde terenul este relativ plan.

Apele lor se preling din sol fără presiune și cu un debit slab, fapt pentru care numeroasele lor artere de mici dimensiuni se scurg într-o depresiune.

Mlaştinile sau turbăriile au foarte puţine suprafeţe cu ape libere deoarece sunt acoperite rapid cu o vegetaţie abundentă. Pe prelingerile situate în pădurile etajului montan prosperă *Equisetum maximum* acompaniat de *Acer sp.* şi *Fraxinus excelsior*.

În zona alpină helocrenele sunt dominate de muşchi şi plante cu frunze mari, de obicei cu tente de la brun-roşcat spre negru. Pentru faptul că acestea înmagazinează multă apă, favorizează instalarea sphagnetului în turbării.

2.După caracteristicile hidrogeologice ale stratelor acvifere din care se alimentează izvoarele pot fi:

- din zona de aeraţie, prezintă caracter intermitent şi au debite reduse;
- din strate acvifere freatice care sunt: de eroziune, de revărsare, de preaplin, de debordare, de contact;
- din strate acvifere captive: arteziene, descendente, ascendente;
- din zona carstică: resurgente şi exurgente;
- din zona vulcanică şi perivulcanică: gheizere, soffionii (termale încălzite de gazele fierbinţi), izvoarele carbogazoase.

3.După modul de utilizare a apei se împart în:

a. Izvoare ordinare, cu apă dulce (<0,5 sau <1 g/l săruri) şi temperaturi <20°C.

b. Izvoare minerale, când prezintă >0,5 sau >1 g/l săruri, CO_2 sau prezintă emanaţii radioactive.

c .Izvoare termale, când temperatura apei depăşeşte valoarea de 20°C.

4.Izvoarele mai pot fi clasificate şi din alte puncte de vedere, multe dintre ele luate în considerare când se ţine cont de ***alcătuirea petrografică sau structura geologică*** (Ciocîrdel, 1957):

- *izvoare de convergenţă (eroziune)* situate la contactul albiilor de suprafaţă cu stratul freatic respectiv;
- *izvoare de preaplin* răspândite, cu precădere, în regiunile carstice;
- *izvoare arteziene (izbucuri)* îşi fac apariţia şi în mediul marin, lacuri sau cursuri de apă (*izvoare subacvatice*).

5.După modalitatea de scurgere izvoarele pot fi clasificate în:

- perene (cu scurgere permanentă);
- intermitente (cu scurgere întreruptă în anumite perioade ale anului):
  a. periodice sau cu perioade regulate de funcţionare (gheizere, izbucuri);
  b. neregulate, dependente de regimul precipitaţiilor şi a condiţiilor de drenaj al acviferelor;
  c. efemere, alimentate din lentilele acvifere situate în zona de aeraţie etc.

6.După valoarea raportului dintre debitul maxim (Q_{max}) şi cel minim (Q_{min}) şi după gradul de regularitate al debitelor, izvoarele pot fi clasificate în:

- cu scurgere foarte constantă – Q_{max}/Q_{min} = 1...2;
- cu scurgere constantă – Q_{max}/Q_{min} = 2...10;
- cu scurgere variabilă – Q_{max}/Q_{min} = 10...30;
- cu scurgere foarte variabilă – Q_{max}/Q_{min} = 30...100.

Tot în funcţie de **raportul dintre debitul maxim şi cel minim (>1)** (Schoeller, 1962) se face o altă clasificare:

- constant 1-2;
- potrivit de variabil 2-10;
- variabil 10-50;

BCU CLUJ / FRANCU / VERSITY LIBRARY

- foarte variabil >50.

7.După debit se împart în:

- gradul I - Q>10 m^3/s;
- gradul II – Q=1-10 m^3/s;
- gradul III – Q=0,1-1 m^3/s;
- gradul IV – Q=10-100 l/s;
- gradul V – Q=1-10 l/s;
- gradul VI – Q=0,1-1 l/s;
- gradul VII – Q=10-100 cm^3/s;
- gradul VIII – Q<10 cm^3/s.

8.După temperatură

8.a.Izvoare reci, au apele cu temperatura mai mică sau egală cu temperatura medie anuală a aerului din regiunea respectivă.

8.b.Izvoare calde (termale), au apele cu temperatura tot timpul anului mai ridicată decât temperatura medie a lunii celei mai calde din cursul anului.

Se pare că apa caldă ar fi de natură juvenilă însă, sunt şi păreri care susţin originea lor meteorică (vadoasă) (gradient geotermic normal).

Geologii susţin că apele vadoase pot pătrunde prin fisuri până la adâncimi de 12 km, sau chiar la 30 km, unde dau de temperaturi foarte mari şi revin la suprafaţă pe linii de falii sub formă de izvoare termale (*geotermale*) (Băile 1 Mai, Felix, unde apele vadoase pot pătrunde până la 1.000m adâncime şi se încălzesc la 60°C de unde revin la suprafaţă cu temperaturi de 42°C).

În zonele cu activitate vulcanică, izvoarele termale sunt de origine juvenilă (Japonia, Noua Zeelandă, Antarctica, Islanda etc.) (izvoare *magmatogene*). De data aceasta temperatura şi gradul lor de mineralizare sunt ridicate.

Cele mai multe izvoare termale sunt însă de origine *mixtă*.

La rândul lor, izvoarele termale au fost împărţite, în funcţie de gradul lor de temperatură, în:

- *Izvoare hipotermale*, au temperaturi mai mici decât cele ale corpului uman (între 20-35°C).
- *Izvoare izotermale*, cu temperaturi apropiate de cele ale corpului omenesc (36-37°C).
- *Izvoare mezotermale*, au temperatura apei cuprinsă între 38-42°C (chiar 45°C).
- *Izvoare hipertermale*, cu temperatura apei >45°C.

Datorită conţinutului bogat de gaze şi săruri minerale dizolvate, a rarefierii oxigenului şi a căldurii ridicate, se reduce puternic diversitatea speciilor şi abundenţa în indivizi pentru floră şi faună.

Este cert că unele animale de mici dimensiuni pot suporta temperaturi de până la 40°C, adică cota pe care o pot atinge apele de suprafaţă dintr-un lac puternic încălzit de soare. Fără îndoială că apele mai calde selecţionează o biocenoză termală cu forme specific adaptate: ca parte vegetală se poate remarca existenţa algelor albastre capabile să supravieţuiască până la 80°C; de partea animală, unicelularele şi rotiferele tolerează un maximum de cca.55°C. Între 40°C şi 50°C se pot găsi încă specii din diverse grupe: chironomidae, notonectidae şi moluşte de mici dimensiuni.

B. Apele minerale

Cea mai mare parte a izvoarelor provine din apele vadoase, de unde revin la suprafaţă încărcate cu o anumită cantitate de gaze şi săruri minerale, iar în unele cazuri cu temperaturi mai mari sau cu o oarecare radioactivitate.

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Geneza lor este legată de existența unor falii de adâncime, de vulcanism, dar și de arealul unor importante zăcăminte de sare, gaz metan, cărbuni sau petrol.

Toate apele care dețin o cantitate mai mare de 0,5 g săruri pe litru (unele țări folosesc sistemul de >1g/l) sunt considerate ape minerale. Cele mai frecvente săruri, întâlnite în aceste ape, sunt clorurile, fosfații, bicarbonații, sulfurile și sulfații; dintre gaze, cel mai des intră în combinație dioxidul de carbon.

1.Tipurile de izvoare minerale

1.a.Izvoare minerale carbogazoase și bicarbonatate carbogazoase

Apa gazoasă este produsul natural al dizolvării dioxidului de carbon (CO_2) în apa care circulă subteran. Proveniența masei lichide este de natură meteorică, iar cea a gazului carbonic își are originea în profunzimea scoarței terestre, acolo unde există, de regulă, activități vulcanice sau postvulcanice. Sunt răspândite în: Spa (Belgia), Karlovy Vary (Cehia), Vietnam, Algeria, S.U.A. etc.; în România se găsesc la: Borsec, Bilbor, Zizin, Oașul Nou, Valea Vinului, Parva, Sângeorz Băi, Băcia, Vețel, Suseni, Pischia, Zăbala, Căpâlnița, Vișeul de Sus etc. (Dumitrescu, 1984).

1.b.Izvoare bicarbonatate simple apar tot în aria manifestărilor postvulcanice, dar nu conțin CO_2. Sunt răspândite în Franța (Vals, Mont-Dore, Vichy), Ungaria, Iugoslavia, Italia, Belgia, Cehia, Japonia, S.U.A. etc.; în România se găsesc la: Arad, Urzicuța, Craiova, Lețcani, Ploștina etc.

1.c.Izvoare minerale sulfuroase

În conținutul chimic predomină ionii de sulfuri (hidrogenul sulfurat și sulfurile) care au o concentrație echivalentă cu 1 mg/l sulf titrabil. Se găsesc în: Franța, Elveția, Spania, Grecia, Germania, Japonia, S.U.A., Maroc etc.; în România se găsesc la: Moinești, Aluniș, Pucioasa, Izvoarele Sucevei, Băile Herculane, Bala, Govora, Olănești, Căciulata etc.

1.d.Izvoare minerale clorurate, iodurate și bromurate

În natură aproape că nu există apă minerală care să nu conțină săruri de tipul halogenurilor metalice.

Apele minerale sărate sunt acelea în care ponderea ionică este dată de Na^+ și de Cl^-, mineralizarea totală fiind de 1 g/l NaCl, ceea ce înseamnă 393 mg Na^+ și 607 mg Cl^-. Pe teritoriul României își fac apariția la: Techirghiol, Movila Miresii, Balta Albă, Ianca, Cojocna, Ocna Mureș, Ocna Sibiului, Ocnele Mari, Telega, Băicoi, Țintea, Slănic Prahova, Slănic Moldova, Cacica etc.

Apa minerală capătă caracteristica de iodurată dacă posedă, sub formă dizolvată, cantități de iod de cca.1 mg/l; în România se găsesc la: Vulcana Băi, Berca, Sărata Monteoru, Bazna, Moreni etc.

Conținutul apelor minerale naturale este format dintr-o mulțime de săruri, cele mai frecvente fiind combinațiile clorului și îndeosebi clorura de sodiu.

1.e.Izvoare minerale alcaline și alcalino-teroase

Aceste ape se caracterizează prin predominanța următoarelor elemente: hidrogencarbonat (HCO^-_3), sodiu (Na^+), potasiu (K^+), calciu (Ca^{2+}), magneziu (Mg^{2+}) și alți ioni din grupele metalelor respective.

Apele alcaline conțin peste 1g substanțe dizolvate la litru, predominând hidrogencarbonatul de sodiu și de potasiu, iar apele alcaline teroase conțin aceeași cantitate de săruri dizolvate, unde predomină hidrogencarbonatul de calciu și magneziu. Sunt răspândite în Belgia, Cehia etc.; pe teritoriul României se găsesc la: Borsec, Valea Vinului, Bilbor, Cavnic, Zizin etc.

1.f.Izvoare minerale feruginoase

BCU CLUJ-NAPOCA

Apele minerale feruginoase au o concentrație de fier bivalent (Fe^{2-}) sau trivalent (Fe^{3-}) ce depășesc limita de 10 mg/l. Sunt răspândite în: S.U.A., Anglia, Belgia, Germania, Iugoslavia etc.; în România sunt la: Borsec, Bobota, Zalnoc, Mocrea, Turț, Vatra Dornei, Dorna Candreni, Poiana Negri, Malnaș, Buziaș etc.

1.g.Izvoare minerale sulfatate

Aceste ape sunt definite prin concentrații de 1 g/l sulfați de sodiu (sarea lui Glouber) sau de magneziu (sare amară). Se găsesc la: Ivanda (Timiș), Zăuan, Chiojd (Sălaj), Borlești, Bălțătești, Oglinzi (Neamț) etc.

1.h.Izvoare minerale radioactive

Sunt definite de existența emanațiilor de radiu (radon) și de thoriu (thoron) produse de concentrațiile mici de săruri radioactive din apa minerală.

Clasificarea apelor minerale radioactive cuprinde categoriile:

- foarte concentrate, cu >100 unități Maché/l (Borsec, Jibou, Someșeni, Băile Herculane, Tușnad Băi, Sângeorz Băi etc.);
- medie, cu 50-100 unități Maché/l (Slănic Moldova, Tulgheș, Geoagiu Băi, Călimănești, Căciulata, Bilbor, Borșa, Valea Vinului, Oradea, Lipova, Topalu etc.);
- mică, cu <50 unități Maché/l (Vatra Dornei, Băile Felix, Băile 1 Mai, Mangalia, Băile Govora, Cojocna, Covasna, Dănești, Mădăraș, Sâncrăieni, Leuta, Biborțeni, Malnaș Băi, Sântimbru Băi, Cârța, Vlăhița, Stâna de Vale, Buziaș, Moneasa etc.) (Dumitrescu, 1984).

1.i.Ape termo-minerale

Dată fiind bogata compoziție în substanțe minerale diferite și apele termale pot fi incluse în categoria apelor minerale.

1.j.Apele "fosile" sau "de zăcământ" care însoțesc zăcămintele de petrol, cărbuni, gaze și sare.

Apele din această categorie, dată fiind vechimea lor și faptul că însoțesc anumite zăcăminte, au o altă concentrație față de apele marine actuale.

1.k.Izvoare slab mineralizate și apele minerale concentrate

Când viteza de circulație subterană a apei este mare se formează *apele oligominerale* a căror mineralizare totală nu depășește 1 g/l.

La viteze reduse ale circulației apelor subterane se formează *ape minerale concentrare*, cu o mineralizație de >15 g/l.

1.l.Izvoare oligominerale plate și minerale plate

Denumirea apelor plate provine de la apele din Franța care, în condiții naturale, fără supunerea lor la diferite tratamente, nu conțin dioxid de carbon (CO_2) decât în limitele dizolvării acestui gaz în atmosferă. Prin urmare, apa plată este lipsită de un conținut preponderent de gaz carbonic dizolvat, valoarea concentrației admise a CO_2 atmosferic fiind în jur de 100 mg/kg apă.

O categorie aparte de izvoare este reprezentată de cele care emerg în cadrul oceanelor. Galeriile subterane (subacvatice) au fost create în epoca de coborâre a nivelului oceanic (glaciație). Actualmente, o mare parte din ele se află sub nivelul general al mării și apele continentale se deplasează, sub presiune, spre acvatoriul oceanic. Sunt specifice zonelor calcaroase. O altă categorie de izvoare marine provine din stratele sedimentare care se prelungesc în planșeul platformelor continentale (Romanescu, 1997, 2000).

BCU IASI - CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

CAPITOLUL V POTAMOLOGIE

Motto:

"Nu ne scăldăm de două ori în acelaşi fluviu pentru că, în profunzimea sa, fiinţa umană are destinul apei care curge".

Gaston Bachelard, Apa şi visele

Potamologia este ştiinţa care se ocupă cu studiul apelor curgătoare. Elementul de bază în studiul potamologiei îl reprezintă râul. Râul este forma scurgerii superficiale organizate, permanentă sau temporară, care-şi păstrează traseul pe întreaga lungime a sa. Din punct de vedere hidrologic, noţiunea include toate cursurile de apă, indiferent de mărimea lor: pârâu, râu sau fluviu. Râul este un produs al climei (Volikov, 1954).

Apa provenită din precipitaţii poate împrumuta diferite căi: o parte se evaporă şi se reîntoarce în atmosferă, alta se infiltrează în sol, iar alta se adună în spaţiile concave dând naştere apelor stătătoare (bălţi, mlaştini, lacuri etc.). Cea mai mare cantitate, sub influenţa gravitaţie, se deplasează din punctele mai înalte ale reliefului spre regiunile mai joase, dând naştere *apelor curgătoare.*

Gravitaţia este principala forţă care determină mişcarea apei în râuri. Deplasarea particulei de apă poate fi astfel explicată: pe un plan înclinat, sub un unghi α, o picătură de apă (A), cu greutatea G, va tinde să se deplaseze pe direcţia înclinării planului. Descompunând forţa G în două componente, P_1 (P_1=G*cosα), perpendiculară pe direcţia planului înclinat şi P_2 (P_2=G*sinα), paralelă cu planul înclinat, care provoacă curgerea apei, se observă că P_2 ar trebui să provoace o accelerare uniformă a vitezei de deplasare a picăturii. În realitate se produce o mişcare neuniformă deoarece forţa P_2 se consumă prin aderenţa care se naşte între moleculele de apă şi suprafaţa planului înclinat, dar şi datorită coeziunii dintre moleculele din masa apei.

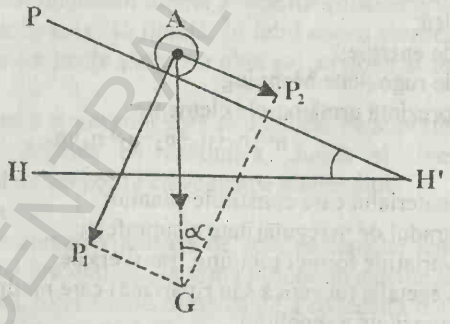


Fig.46 Deplasarea unei molecule de apă pe un plan înclinat

Apa, în deplasarea sa, poate împrumuta mai multe căi (Dunne, 1978; Musy, 1998):

- Traseul 1: scurgerea de suprafaţă de tip hortonian (scurgere ca urmare a depăşirii capacităţii de infiltrare);
- Traseul 2: scurgerea de bază (sau subterană);
- Traseul 3: scurgerea de subsuprafaţă;
- Traseul 4: scurgerea pe suprafeţele saturate;
- Traseul 5: precipitaţii directe pe suprafaţa cursurilor de apă.

BCU CENTRAL UNIVERSITARY LIBRARY

Forța de frecare intervine pe interfața dintre apă și suprafața pe care curge, ca urmare a rezistenței pe care o opune fundul albiei la deplasarea apei. Valoarea forței de frecare depinde de rugozitatea patului albiei și a malurilor cu care apa intră în contact. În funcție de mărimea și forma asperităților este și rezistența pe care o opune suprafața (estimată prin coeficientul de rugozitate).

Coeficientul de rugozitate reprezintă efectul neregularităților albiei și a malurilor asupra vitezei medii, într-o secțiune transversală a unui curs de apă. Cu cât aluviunile sunt mai grosiere cu atât coeficientul de rugozitate (η) este mai ridicat. La o albie nisipoasă valoarea este de 0,01-0,02, la una cu bolovani 0,05-0,1, la una cu vegetație în albie 0,15-0,20 etc.

Pentru calculul rugozității se pot utiliza o serie de formule: Chezy, Bazin, Darcy-Weisbach. Ecuația Chezy are următorul conținut:

$$\eta = \frac{\left(\Omega R^{\frac{2}{3}} I^{0,5} \right)}{Q}.$$

unde:

Ω = suprafața secțiunii transversale;
R = raza hidraulică;
I = panta suprafeței apei;
Q = debitul de apă.

Formula Manning se referă la:

$$V = \frac{R_h^{2/3} S_e^{1/2}}{n},$$

unde:

R_h = raza hidraulică;
S_e = panta liniei de energie;
n = coeficientul de rugozitate Manning.

Coeficientul n reprezintă următoarele elemente:

$$n=(n_0+n_1+n_2+n_3+n_4)m_5,$$

unde:

n_0 = depinde de materialul care constituie șenalul;
n_1 = depinde de gradul de neregularitate a suprafeței;
n_2 = depinde de variațiile formei secțiunii transversale;
n_3 = depinde de vegetația (acvatică sau ripariană) care modifică condițiile de scurgere;
n_5 = gradul de sinuozitate a șenalului.

n_0 = materialul patului	Pământ	0,020
	Nisip grosier și pietriș fin	0,025
	Pietriș grosier	0,028
n_1 = gradul de neregularitate a secțiunii	Slab	0,005
	Mediu	0,010
	Puternic	0,020

BCU "ȘTIINȚĂ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

n_2 = variațiile secțiunii transversale	Gradual	0,000
	Alternanță ocazională	0,005
	Alternanță frecventă	0,010-0,015
n_3 = efectul obstrucționării	Neglijabil	0,000
	Slab	0,010-0,015
	Apreciabil	0,020-0,030
	Puternic	0,040-0,060
n_4 = prezența vegetației	Slabă	0,005-0,010
	Medie	0,010-0,025
	Importantă	0,025-0,050
	Foarte importantă	0,050-0,100
m_5 = gradul de meandrare	Slab	1,0
	Apreciabil	1,15
	Puternic	1,30

Tabel 12 Evaluarea coeficientului de rugozitate Manning (citat de Bravard, Petit, 2000)

1.Apele de şiroire

Curgerea cu caracter temporar îmbracă diferite forme, de la curgerea în pânză (areolară) sau difuză, până la curgerea concentrată de tipul torenților. Între cele două categorii extreme se intercalează diferite forme de tranziție cunoscute sub numele de *şiroaie.* Şiroirea se poate face sub forma unor multiple firicele de apă, a unor şuvițe sau curenți, cei mai puternici dintre ei fiind cunoscuți sub numele de *şuvoaie.*

La şiroire nu se distinge un curs bine individualizat ci, după fiecare ploaie, apa îşi croieşte un alt drum. Cel mai important aspect al acestor concentrări este trecerea de la secțiunea de spălare sau eroziune areolară, la cea liniară. În felul acesta şiroirea creează forme de eroziune cu aspect alungit, începând cu unele şănțulețe abia perceptibile şi instabile, până la excavațiuni alungite pe sute de metri.

Procesul de spălare a terenurilor este mai ridicat pe suprafețele lipsite de vegetație, iar volumul apei de şiroire depinde de cantitatea, durata şi intensitatea precipitațiilor, de permeabilitatea şi de gradul de acoperire cu vegetație a terenului.

2.Apele torențiale

Torenții reprezintă cursuri vijelioase de apă, cu caracter temporar, care se formează pe pantele înclinate cu vegetație discontinuă, în urma ploilor abundente sau a topirii zăpezilor.

În raport cu şiroirea, torentul are calitatea de a concentra o cantitate mai mare de apă pe o singură direcție, ceea ce face ca el să dispună de o mare energie. Prin acțiunea sa complexă (eroziune, transport, acumulare), torentul se compune din trei elemente (Surell, 1870): bazinul de recepție, canalul se scurgere şi conul de dejecție.

- Bazinul de recepție

Reprezintă teritoriul de pe care torentul îşi adună apele de ploaie, adică zona în care apele se concentrează către punctul cel mai jos al locului şi către care se orientează şi se adâncesc ravenele, rigolele şi ogaşele.

- Canalul de scurgere

Este un jgheab alungit, care porneşte din punctul cel mai coborât al bazinului de recepție, pe care curge apa torentului împreună cu aluviunile desprinse. Valea este adâncă, pereții

uşor înclinaţi iar procesul erozional este mai intens pe verticală (eroziune liniară). Eroziunea laterală se face simţită abia în ultima fază a evoluţiei sale.

- Conul de dejecţie (evantai aluvial, con aluvial, agestru, vărsătură)

Reprezintă partea terminală a organismului torenţial şi se prezintă sub forma unui semicorn teşit clădit din aluviunile cărate şi depuse de torent.

În natură există şi cazuri când cele trei elemente nu se dezvoltă la toţi torenţii. Unele organisme pot fi lipsite de canal de scurgere, fapt pentru care poartă denumirea de *hunie* (Oltenia).

Ca urmare a eroziunii, prin deschiderea straturilor de ape subterane, torenţii evoluează spre pâraie şi râuri.

3.Apele curgătoare cu caracter permanent

Totalitatea precipitaţiilor ce cad pe suprafaţa scoarţei terestre, la care se adaugă apa provenită din izvoare, începe să se scurgă pe suprafaţa topografică urmând linia de cea mai mare pantă sub influenţa gravitaţiei. Cursurile de apă astfel formate au caracter permanent şi sunt cunoscute sub denumirea de *pâraie* (unitatea hidrologică cea mai mică). Din asocierea acestora se nasc râurile.

3.a.Râurile

Râul este un sistem deschis alcătuit dintr-un curs cu caracter permanent şi natural ce ocupă albii prin care curge apa datorită înclinării generale a profilului longitudinal, din punctele înalte ale reliefului, spre cele mai joase. Se varsă în alte unităţi hidrologice (fluvii, lacuri, mlaştini, mări, oceane) sau în mod excepţional se pierde în nisipuri sau în grote. Un râu presupune existenţa unui ansamblu format dintr-o masă de apă, mai mare sau mai mică, în mişcare spre zonele mai joase ale scoarţei şi făgaşul (albia) relativ bine conturat (Diaconu, Şerban, 1994).

Râul are o structură holarhică, fiind alcătuit din subsisteme (holoni) cu un ridicat grad de autonomie în ajustarea variabilelor componente, dar în acelaşi timp, este în regim de subordonare ierarhică până la nivelul întregului bazin hidrografic.

Faţă de şiroaie sau torenţi, râurile deţin părţi componente distincte. Deoarece sunt cursuri de apă cu caracter permanent şi acţiunea de eroziune are acelaşi caracter. Forma principală pe care o creează un râu este valea. Râurile transportă materialele erodate până la locul de vărsare; când acesta este reprezentată de o mare sau ocean, nu se mai formează un con de dejecţie, ci o deltă sau estuar. În succesiunea amonte-aval, elementele componente sunt: izvorul, cursul de apă şi gura de vărsare.

În funcţie de prezenţa apei în albii, se deosebesc mai multe categorii de râuri. Când râurile prezintă apă cu caracter continuu, în pofida tuturor variaţiilor temporale, sunt considerate *râuri (cursuri) cu caracter permanent*. Fenomenul secării râurilor este urmarea secetelor meteorologice prin epuizarea rezervelor de ape subterane interceptate de văi. Secarea râurilor este dependentă şi de legătura dintre albiile râurilor şi pânzele de apă subterană, de adâncimea mai mare sau mai mică a albiilor în fundurile de văi, de aşa-numita adâncime de eroziune a râurilor prin care acestea interceptează, complet sau numai parţial, pânzele subterane riverane. În unele cazuri defrişările iraţionale şi eroziunea puternică din bazin determină colmatarea văilor, ridicarea talvegului şi prin aceasta depărtarea albiilor de pânzele subterane şi diminuarea capacităţii de interceptare şi drenare a acestora.

În funcţie de mărimea perioadelor cu lipsă de apă din albiile râurilor se deosebesc mai multe categorii de *râuri cu caracter temporar (nepermanent)* (Diaconu, Şerban, 1994):

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- cu secare foarte rară, la care fenomenul se produce odată la câteva decenii, în anii cu secete meteorologice severe şi de lungă durată;

- cu secare rară, la care fenomenul secării se produce odată la câţiva ani;

- cu secare anuală, la care fenomenul secării se produce aproape anual în timpul verilor uscate, cu excepţia anilor foarte ploioşi când prezintă apă tot timpul anului.

Gradul de secare schimbă formula de caracterizare în *râuri intermitente*: râuri care curg numai în anotimpul ploios, adică în fiecare an; râuri care curg numai la cele mai mari ploi, adică o dată la mai mulţi ani.

O altă categorie de râuri depinde de prezenţa apei în albie şi anume *râurile pe cale de dispariţie* sau *râurile care au fost*, în care apa a fost semnalată odată la câteva decenii sau pe durata vieţii câtorva generaţii (Diaconu, Şerban, 1994).

Se admite, în general, că noţiunea de râu implică prezenţa apei în grade diferite, pornind de la permanenţă până la apariţia ei foarte rară. Inconstanţa în timp şi marea variabilitate a "furnizării" apei de către râuri, apar drept corolare ale vremii. Definirea generală a râurilor, ca produse ale climei în condiţiile fizico-geografice specifice în care au luat naştere, este justificată.

3.a.1.Izvoarele râurilor

Izvoarele, dar şi limitele sectoarelor ce aparţin acestora, se determină, în majoritatea cazurilor, cu aproximaţie; cauza acestui fapt o reprezintă multitudinea factorilor care se pot lua în considerare: reţeaua de râpi (mai ales în regiunile de şes); baza unei alunecări sau limita unei mlaştini (mai ales în regiunile de podiş şi dealuri); baza unui grohotiş (la munte); limita externă a limbii unui gheţar; limita unui petic de zăpadă persistentă etc. Pâraiele pot avea izvoarele şi în lacuri, mlaştini, circuri glaciare etc.

De cele mai multe ori, pentru râuri, sunt considerate izvoare, confluenţa a două sau mai multor pâraie: Dunărea (Brieg şi Brigach), Nil, Lotru (două pâraie care îşi au originea în lacurile Zănoaga şi Gâlcescu), Someşul Mic (confluenţa Someşului Rece cu Someşul Cald) etc.

În condiţiile în care râul îşi începe cursul dintr-un izvor propriu-zis cu caracter permanent, acesta este considerat, în realitate, ca fiind izvorul râului. Dacă la originea râului participă mai multe izvoare mici, cu caracter intermitent, locul de formare al râului este variabil şi se stabileşte prin convenţie; în acest caz locul de formare este considerat primul izvor permanent, plecând de sus, dinspre culme. În ambele cazuri, în timpul şiroirii din perioada ploilor abundente, locul de naştere al râului urcă spre culme odată cu pâraiele temporare care îşi fac simţită prezenţa. În cazul arterelor mari locul de formare al râurilor este considerat punctul cel mai îndepărtat al bazinului, din care o picătură de apă ajunge prin şiroire în firul principal. În aceeaşi manieră se procedează şi pentru izvoarele râurilor care seacă (Diaconu, Şerban, 1994). Pentru stabilirea locului de izvor sunt şi cazuri deosebite. Izvorul unui râu care porneşte dintr-un lac este considerat ca fiind locul de ieşire al râului din lac. În condiţiile în care un râu este format prin confluenţa a două pâraie, izvorul este ales ca fiind pe cursul cel mai lung, cu debitul cel mai mare. În acest mod trebuie procedat chiar dacă denumirea râului principal este dată de numele componentului mai mic. Când cele două râuri componente sunt sensibil egale, ca loc de naştere este ales izvorul componentului stâng.

3.a.2.Cursul râurilor

În mod convenţional râurile au fost divizate în trei sectoare care se deosebesc între ele prin trăsături specifice: hidrologice, topografice, fizico-geografice, geologice etc..

3.a.2.1.Cursul superior (alpin)

Prezintă, în general, o pantă mare. Curentul de apă este rapid, depăşind adesea 3 m/s, tinzând astfel să-şi deschidă o cale adâncă prin eroziune verticală (liniară). Debitele cresc din

amonte spre aval, în funcție de aportul afluenților și al apelor subterane. Materialele erodate, din bazin sau albie, sunt transportate de curentul puternic, spre aval.

Profilul longitudinal este variat, prezentând numeroase repezișuri, praguri, cascade, marmite etc.

În rocile friabile, prăbușirea versanților are ca efect formarea unei văi în V; în roci dure, cursurile de apă creează chei înguste. În albie se adună mari cantități de blocuri de piatră; materialele fine, precum pietrișul și nisipul, sunt transportate, în aceeași măsură, dar la distanțe mai mari sau se pot depune în unele anse liniștite.

Cursul superior este asimilat cu poziționarea sa în regiunile muntoase sau deluroase. Poziția îi determină și forma cursului: rectiliniu sau slab meandrat.

3.a.2.2.Cursul mijlociu

Cursul mijlociu începe acolo unde râul atinge stadiul fundului relativ plat al unei văi de mari dimensiuni. În locul cu pricina albia se lărgește, debitul crește, se diminuează viteza, în general la mai puțin de 1 m/s. Ca urmare a vitezei scăzute, râul are tendința de formare a meandrelor. Eroziunea verticală (liniară) se substituie eroziunii laterale.

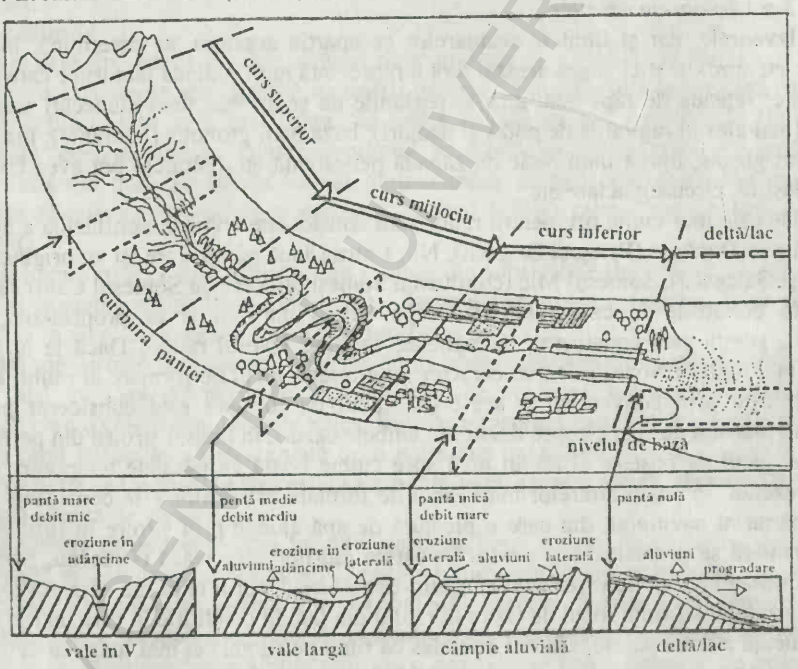


Fig.47 Principalele sectoare ale unui curs de apă
după Imboden, 1976

Valea de pe cursul mijlociu deține un profil transversal, cu aspect de V mai deschis; albia se lărgește progresiv spre aval în timp ce malurile sunt din ce în ce mai puțin abrupte. Reducerea profilului longitudinal contribuie la diminuarea eroziunii și transportului, favorizând creșterea sedimentării. Materialul transportat din cursul superior, cât și cel din cursul mijlociu,

BCU CLUJ - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

este târât sau rostogolit, rulat şi sfărâmat, pe măsură ce râul se apropie de limita inferioară a cursului mijlociu.

În interiorul meandrelor, mai ales a celor incipiente, materialele erodate se depun la ape mari şi erodează pe malul celălalt, la ape mici. În funcţie de condiţiile locale ale curgerii, albia adăposteşte pietriş şi nisip, mâlul găsindu-se în sectoarele mai calme, unde de altfel şi plantele pot forma rădăcini.

3.a.2.3.Cursul inferior

Cursul inferior se formează acolo unde fluviul transportă o mare cantitate de apă, cu viteze foarte mici, uneori doar de câţiva centimetri pe secundă. De obicei este situat în zona dealurilor joase sau la câmpie. Înaintea ridicării digurilor de protecţie existau zone inundabile vaste; din păcate, acestea sunt mai joase decât terasele şi mai slab valorificate din punct de vedere economic.

În albia propriu-zisă, eroziunea este aproape nulă. Aluviunile foarte fine, care se depun, dau naştere unui fund mâlos de albie. Caracteristica de bază a profilului longitudinal este reprezentată de formarea meandrelor sau despletirea albiei în mai multe braţe. Forma generală a albiei este de U larg deschis.

Sunt numeroase cazurile când unele râuri prezintă un singur sector desfăşurat în întregime pe aceeaşi unitate de relief: Vedea, Mostiştea, Călmăţui (Câmpia Română) etc.

Variaţiile termice anuale ale apei cresc gradual din amonte spre aval. În apropierea izvoarelor, ecartul amplitudinal, foarte adesea, nu depăşeşte 1-2^{0}C; în cursul inferior poate atinge şi 20^{0}C. Oxigenarea evoluează în sens invers: intensă în tumultoşii torenţi montani şi slabă în cursurile mijlocii şi inferioare, numai că de data aceasta este compensată, în parte, de producţia oxigenului elaborat de plantele acvatice.

3.a.3.Gura de vărsare

3.a.3.1. Sunt cazuri particulare când un râu nu poate ajunge la colector deoarece se pierde prin evaporare sau prin infiltrare. Extremitatea din aval, sau *gura falsă* poartă numele de *capăt orb*, iar râul în sine este considerat *râu orb*. Aceste râuri se găsesc, de obicei, în deşerturi: Tarim (Pod. Tibet), Zeravşan, Tedjeu, Murgab, Sarysu, Ciu (Asia Centrală Sovietică) etc. sau în mlaştinile Okawango (Africa) etc.

3.a.3.2. În cele mai frecvente cazuri un râu se varsă în altul, de obicei mai mare. Locul de contact poartă denumirea de *confluenţă*. Râul mai mic poartă denumirea de *afluent*, iar cel receptor este cunoscut sub numele de *râu recipient, colector* sau *râu principal*.

3.a.3.3. Un tip important de gură de vărsare, care ia naştere în mările deschise unde mareea are o amplitudine importantă, poartă numele de ***estuar.***

Vârsta bazinelor hidrografice de pe Terra depinde, în primul rând, de vechimea munţilor care determină apariţia şi desfăşurarea lor spaţială. Fluviile care coboară din vechile scuturi primare nu şi-au schimbat albia de zeci, uneori chiar de sute de milioane de ani (Sf.Laurenţiu, Zambezi etc.). Alte cursuri de apă au luat naştere ca urmare a orogenezelor recente (fluviile venite din Alpi, Himalaia, Anzi, Stâncoşi etc.). De foarte multe ori se poate asista la stranii inversiuni ale sensului de scurgere: Amazonul, înainte de fierăstruirea Cordilierei Andine, se scurgea pe direcţia E-V; după penetrarea cordilierei el a fost transformat într-un uriaş lac situat în centrul Braziliei şi abia recent a reuşit să taie Scutul Guianez pentru a deversa în Oceanul Atlantic.

Fluviile vechi au fost şi ele afectate de variaţiile de nivel ale Oceanului Planetar. În timpul perioadelor glaciare, oceanele pierd din aportul de apă deoarece aceasta se găseşte cantonată în calotele glaciare polare sau în gheţarii alpini. În acest caz, nivelul mediu al

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Oceanului Planetar scade. Când inlandsisurile se topesc, în perioadele interglaciare, nivelul general marin creşte. Fluviile, care în perioadele glaciare îşi creaseră o albie nouă, se găsesc în situaţia ca în perioadele interglaciare să fie invadate de apele oceanice. Deltele formate la gurile de vărsare sunt înecate de apa mării şi pentru moment se formează o nouă gură sub formă de estuar. În cazul în care platoul continental, pe care-l acoperă aluviunile, este foarte extins, se poate crea o nouă deltă, ca urmare a colmatării, în câteva mii de ani.

Fenomenele geologice enumerate pot conduce, cel mai adesea, la formarea estuarelor. Cauza cea mai importantă, care călăuzeşte la apariţia unor astfel de forme, este reprezentată de eustatism. Condiţiile şi procesele constructive sau distructive diferă de la un loc la altul. Chiar şi în cazul unui singur bazin marin fenomenele pot fi diferite: ţărmul sudic al Mării Nordului se scufundă, în timp ce ţărmul nordic (mai ales cel Norvegian) se ridică. Motivul principal este reprezentat de eliberarea uscatului ca urmare a topirii calotei glaciare scandinave.

Estuarele constituie o categorie aparte de forme litorale. Ele au drept caracteristică penetrarea, prin intermediul mareelor, a apelor marine în cursul aval al organismelor fluviale. Ca urmare a întâlnirii apelor sărate cu cele dulci ia naştere o dinamică hidrologică particulară cu mecanisme sedimentare specifice. Estuarele apar ca locuri foarte importante pentru schimbul de energie şi materie dintre domeniul marin şi cel terestru. Această situaţie face ca estuarele să reprezinte spaţii privilegiate pentru activităţile umane. Foarte devreme navigaţia a beneficiat de aceste binefaceri naturale pentru a penetra în interiorul continentelor. Viaţa maritimă a creat funcţia portuară care, la rându-i, a stimulat urbanizarea şi industrializarea. În ţările puternic dezvoltate estuarele au devenit adesea târguri economice foarte importante.

Cuvântul estuar derivă din latinescul *aestus* care semnifică *maree* (Nonn, 1972; Perillo, 1996). Termenul de estuar trebuie definit, încă de la început, deoarece geologii îl folosesc într-un sens larg. Geomorfologii îl desemnează ca fiind o gură de vărsare a unui curs de apă important care se colmatează spre aval şi în care penetrează amplu mareele. Deschiderea spre larg nu poate fi obturată. Sedimentele fine, de origine fluvială şi marină, sunt împiedicate un oarecare timp. O parte din ele sfârşesc prin a fi expulzate în mare, o altă parte contribuie la colmatarea estuarului prin acumularea laterală a mâlului (acreţie) şi crearea de bancuri nisipoase mediane.

Estuarul trebuie privit doar prin prisma parametrilor fiziografici: geomorfologici, hidrologici, biologici şi componenţilor chimici. Orice definiţie comprehensivă trebuie să includă şi aceste aspecte.

Definiţia estuarului trebuie să cuprindă patru caracteristici de bază:

- estuarul este o formă tipic litorală, morfologic controlată de apa care comunică cu marea;
- estuarul este continuu alimentat cu apă marină sărată ca urmare a advecţiei sau a difuziei;
- diluţia apei marine trebuie să fie măsurabilă;
- apa curgătoare provine din râurile şi pâraiele care debuşează în masa de apă a estuarului (Perillo, 1996).

"Un estuar este o masă de apă litorală, parţial închisă, ce comunică permanent sau temporar cu marea, în care variaţia salinităţii este măsurabilă, ea derivând din amestecul apei marine cu cea provenită de pe uscatul drenat" (Day, 1980).

Masele litorale de apă, cu salinitate ridicată, sunt clasificate de unii autori ca fiind "estuare negative" (Pritchard, 1952). Nu se poate accepta existenţa unor "estuare intermitente". În acest caz estuarul este un golf marin în care debuşează un râu a cărui ape se amestecă cu masa lichidă ce aparţine mării. Estuarul cuprinde trei părţi distincte:

a. estuarul marin sau inferior, care are legătură deschisă cu marea;

b. estuarul mijlociu, care deține apă marină sărată și totodată dulce;

c. estuarul fluvial sau superior, caracterizat de existența apei dulci și de acțiunea mareelor zilnice (Dionne, 1963).

În definițiile recente s-a introdus și o orientare geologică, bazată pe modelul faciesurilor estuariene. În acest caz, sectorul aval al estuarului primește sedimente mixte: fluviale și marine. Faciesul este influențat de maree, valuri și fluviu (Dalrymple et al., 1992).

Gironde este un estuar tipic. Sena, Loire (Franța), Tajo (Portugalia), Tamisa, Humber, Severn (Anglia), Weser, Elba (Germania), Saint-Laurent (Canada), Columbia (America de Nord), Amazon (America de Sud) etc. sunt fluvii care se termină printr-un estuar complex (Paskoff, 1998). Estuarele, în sens strict, se disting prin forme litorale determinate de înecarea, de către mare, a văilor continentale (riasurile), calanqurilor și fiordurilor. Aceste cazuri sunt considerate ca medii estuariene parțiale. În acest sens lagunele alimentate de râuri și deschise spre mare (cum era în stare naturală Veneția), sau golfurile mici, de origine tectonică, în care debușează cursuri de apă (San Francisco), pot fi considerate medii estuariene.

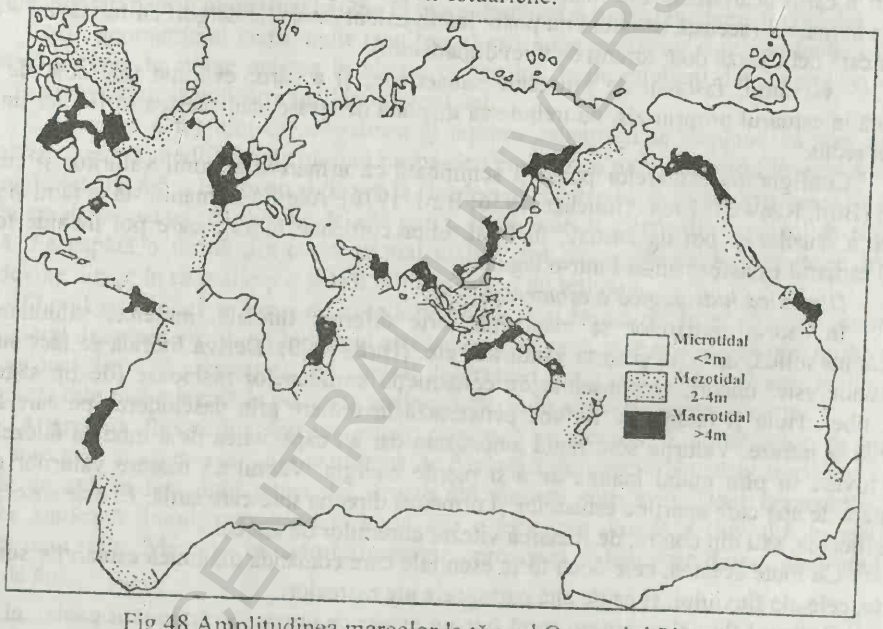


Fig.48 Amplitudinea mareelor la țărmul Oceanului Planetar

după Davies, 1972

Originea și condițiile de existență a estuarelor

Variațiile glacio-eustatice ale nivelului oceanic, în timpul Cuaternarului, explică geneza estuarelor. În perioada regresiunii würmiene fluviile importante ale lumii aveau cursurile inferioare alungite și săpate pe platformele continentale ale actualelor oceane și mări. Loire a avut un paleocurs care a fost reperat la o adâncime de –27m la Nantes și la –80m pe shelf (șelf). Cu 15.000 B.P. ridicarea nivelului marin a antrenat o diminuare a pantei de pe cursul inferior al fluviilor care au trecut de la o perioadă de incizare la alta de rambleiere.

BCU / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Factorii care controlează formarea estuarelor sunt foarte diversificați, fiecare dintre ei având roluri și intensități diferite.

Sondajele efectuate în estuare evidențiază existența unor sedimente grosiere la bază, de vârstă würmiană, după care urmează nisipurile de la începutul Holocenului și mâlul actual. Această succesiune demonstrează diminuarea progresivă a competenței râurilor ca urmare a amortizării vitezelor de scurgere.

Pentru apariția estuarelor se poate remarca existența unor condiții cu caracter general (Nonn, 1972):

- existența mareelor, cu jocul de dute-vino (flux-reflux) și amplitudine ridicată;
- existența valurilor a căror amortizare este accelerată de modificarea undelor prin reflexie sau difracție pe capurile exterioare sau interioare, precum și de sinuozitățile văilor înecate; fenomenele de divergență a valurilor se datorează existenței văilor submarine și ridicării fundului spre amonte;
- existența unui sector inferior de vale fluvială (sau a unui sistem de văi), situat între versanți a cărui ecartament este mai îngust ca lungimea pe care se face simțit jocul direct sau indirect al mareei (această trăsătură nu poate lua în calcul estuarele de golf cu fundătură – *cul-de-sac*) în care debușează doar torenți de mici dimensiuni);
- versanții, fasonați de procesele subaeriene, și a căror evoluție ține cont de ablația realizată în estuarul propriu-zis, nu trebuie să dispună de terase, sau acestea să fie într-un număr cât mai redus.

Configurația estuarelor poate fi schimbată ca urmare a acțiunii valurilor și curenților marini (Bird, Ranwell, 1964; Guilcher, 1956; Bird, 1970). Aceștia se manifestă la țărm și gura de vărsare a râurilor și pot da naștere, în final, unor cordoane litorale care pot închide total sau parțial estuarul transformându-l într-o lagună.

Dinamica hidrologică a estuarelor

În cadrul estuarelor se manifestă forțe diferite: fluviale, mareice, salinitatea apei, încărcătura solidă, direcția și forța vânturilor etc. (Bird, 1970). Deriva litorală se face simțită în aval, unde este, uneori, responsabilă de construcția cordoanelor nisipoase (de tip săgeată) cu punct liber. Hula și undele de furtună penetrează în estuare prin deschiderea pe care acesta o prezintă la intrare. Valurile sunt rapid amortizate dar au capacitatea de a modela falezele acolo unde lovesc în plin malul înainte de a-și pierde energia. Vântul dă naștere valurilor chiar pe suprafața de apă care aparține estuarelor și urmează direcția spre care suflă. El este susceptibil de intensificarea, sau din contra, de frânarea vitezei curenților de maree.

Cu toate acestea, cele două forțe esențiale care comandă dinamica estuarelor sunt, pe de o parte, cele ale fluviului, și pe de altă parte, cele ale mareelor.

Curentul fluvial se amortizează într-un estuar ca urmare a diminuării pantei, el sfârșind prin a fi anulat complet. Este contrariat de flux, însă intensifică puterea refluxului. Volumul de apă dulce joacă un foarte important rol în hidrologia estuarului a cărui caractere schimbătoare urmează perioadele de etiaj, de debit mediu sau de revărsare.

Într-un estuar mareea provoacă mișcări alternative ale masei de apă. Penetrarea apei de mare în timpul fluxului refulează apa dulce spre amonte până la un punct de la care pornește un curent fluvial îndreptat spre aval; aceasta este *mareea dinamică* (*mareea de apă dulce*) a cărei amploare depinde de marnaj, de panta patului submers, de lățimea și adâncimea estuarului, de debitul solid etc. Prin urmare, ea nu prezintă aceeași importanță în apele vii, apele moarte, la etiaj, apele medii și la revărsare. În fluviul Gironde, în perioada etiajului, mareea dinamică se face simțită până la 165 km spre amonte; pe Amazon urcă până la mai multe sute de kilometri

(Ottmann, 1968). Uneori, în perioada mareelor cu coeficient ridicat, fluxul este precedat de un val deferlant de zeci de centimetri înălțime care poartă numele de mascaret (Loire, Seine (Sena) - Franța) sau pororoca (Amazon – Brazilia). Mareea dinamică se distinge *de mareea de salinitate* deoarece aceasta din urmă deține ape sărate și marnajul are o medie de peste 2m.

Viteza de propagare a vârfului intumescenței nu este în toate punctele aceeași:

$$C = \sqrt{gh} - U,$$

unde:

U = viteza medie de scurgere a fluviului spre aval;

h = înălțimea secvenței de apă (inclusiv a mareei) în punctul considerat la momentul dat (Larras, 1964).

Curba locală a mareei este linia care reprezintă variațiile de nivel ale apelor în funcție de timp, într-un punct considerat, pentru un marnaj dat, în mare deschisă și pentru un anumit debit al fluviului.

Profilul instantaneu al mareei este suprafața liberă a undei-maree din lungul estuarului, la un moment dat, pentru un marnaj anume în mare deschisă și pentru un debit fluvial dat.

Locul geometric al mării înalte (sau joase) este suita punctelor cele mai înalte (sau cele mai joase) pe care le atinge mareea în lungul estuarului, la un moment dat, pentru un marnaj anume, în mare deschisă și pentru un debit fluvial dat.

Ca urmare a faptului că adâncimea și lățimea estuarului se diminuează spre amonte, unda mareei suportă modificări pe măsura propagării ei. Pe de o parte marnajul începe să crească (în Gironde este de 4,5m la Royan și de 6m la Bordeaux), pentru ca să se amortizeze și să dispară odată cu creșterea pantei patului. Pe de altă parte, curba mareei pierde din aspectul de sinusoidă regulată. Ea capătă o formă din ce în ce mai disimetrică alungindu-se dinspre mare deoarece fluxul devine din ce în ce mai rapid și mai scurt în raport cu refluxul.

Fluxul se traduce printr-o ridicare a nivelului apei în estuar. În plină mare acest nivel este orizontal deasupra profilului în lungul estuarului. Refluxul, care evacuează mai multă apă ca fluxul, nu înregistrează creșteri ci, din contra, descreșteri. La nivelul mării el este înclinat spre aval și panta este mai marcată în perioada apelor vii decât în perioada apelor moarte.

Alternanța flux-reflux într-un estuar provoacă o oscilație a particulelor de apă din amonte spre aval și viceversa, cu o rezultantă de deplasare spre aval. Numărul trecerilor acestor particule de apă în fața unui punct dat, crește din amonte spre aval. Doar revărsările foarte puternice anulează fluxul, permițând în acest caz o evacuare directă a fluviului în mare fără existența unui retur. Mareele, în cadrul estuarelor, provoacă o deplasare dute-vino a unei mase imense de apă.

Nr. crt.	Estuarul	Marnajul m	Debitul maximal m^3/s
1	Hooghly – India	6,00	310000
2	Gironde – Franța	5,60	150000
3	Betsiboka – Madagascar	4,60	65000
4	Tamisa – Anglia	5,00	40000
5	Kandla – India	6,85	28700
6	Elba – Germania	3,50	27500
7	Loire – Franța	5,50	23600

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

8	Rance – Franța	13,50	20000
9	Sena (Seine) – Franța	7,05	7600
10	Espirito Santo – Mozambic	4,00	7000
11	Konkouré – Guineea	1,00	5500
12	Whangpoo – China	3,00	4000
13	Adour – Franța	3,40	1800

Tabel 13 Debitul de apă implicat într-un sistem flux-reflux după Larras, 1964

Curenții alternativi de flux și reflux au viteze care depind de marnaj și pot atinge mai multe noduri (4-5 în Gironde). Rugozitatea fundului și a malurilor îi frânează și provoacă mișcări turbionare care joacă un rol important în amestecul apelor. Canalele care urmează acești curenți sunt sinuoase și divagante. Ele pot fi tăiate, caz în care dau naștere unor brațe moarte. În estuarele foarte largi se remarcă adesea o specializare a canalelor: unele sunt baleiate preferențial de către flux, altele de către reflux. Deviația forței Coriolis face ca fluxul să se alungească pe malul stâng și refluxul pe malul drept (emisfera nordică).

Existența celor două trasee de curenți – de umplere și golire – și a două șenale nu constituie o regulă generală absolută. Dualitatea precedentă implică existența unor schimburi de apă transversale de la un traseu la altul în cursul desfășurării unei maree (Larras, 1964).

Nu există o lege generală a repartiției verticale a vitezelor în cadrul unui estuar. Apa se deplasează în strate cu viteze și sensuri de curgere care diferă de la o secvență la alta. Apa poate să curgă, cu aceeași viteză, pe toată grosimea sa, de la suprafață până la fund. De cele mai multe ori vitezele cele mai scăzute se găsesc la contactul cu fundul estuarului și la țărm.

Penetrarea apei de mare în estuar constituie mareea de salinitate a cărui front se situează în punctul extrem atins de mareea dinamică. În Gironde el se situează la 75 km de la gură spre amonte în perioada etiajului (Pirazzoli, 1993). În amonte, deoarece apa dulce este mult mai ușoară decât apa mării, intruziunea se termină printr-un con ("con de sărătură"), limitat de curba izohalină de 0,5‰ care este intersectată de patul estuarului și a cărei poziție variază, pe de o parte, cu coeficientul mareei și pe de altă parte, cu importanța debitului fluvial. Amestecul între cele două mase de apă nu se face imediat și stratificația lor generează curenți de densitate. Există astfel o circulație hidrologică originală care se adaugă curenților de maree care dau o specificitate dinamicii estuariene.

În timpul fluxului, atunci când stratificația este bine marcată și forțele antagoniste ale apei marine și fluviale se echilibrează, ia naștere, pe fundul estuarului, o lentilă de apă imobilă. Această lentilă are tendința de a se menține și după instalarea calmului din marea deschisă deoarece curentul de reflux este adesea lent.

Modalitățile de penetrare a mareei de salinitate în cadrul estuarului face ca gradul de amestec dintre apele marine și cele fluviale să împartă acest mediu în două mari sectoare (Pritchard, 1967):

- estuar cu con de sărătură (scurgere hipopicnală);
- estuar parțial amestecat (scurgere hiperpicnală).

În cadrul estuarului cu con de sărătură raportul dintre debitul fluvial și volumul prismei de apă sărată introdus de maree este ridicat. Apa fluvială dulce se scurge deasupra intruziunii saline, dar ca urmare a proceselor difuze care se produc la interfața celor două medii, se declanșează un amestec vertical în dublu sens. Drept consecință crește salinitatea nivelului

superior fluvial spre aval în timp ce nivelul inferior marin suportă pierderi spre amonte. Aceste schimburi nu perturbă fundamental stratificația și gradientul de salinitate rămâne suficient de ridicat pentru a da naștere curenților de densitate. Prin urmare, rezultă o circulație reziduală etajată care reprezintă mișcarea maselor de apă, abstracție făcând fenomenul de dute-vino al curenților de flux și reflux. Scurgerea spre amonte, în partea inferioară, se desfășoară pe cca.33% sau 25% din înălțimea stratului de apă, cu o viteză descrescătoare. În extremitatea amonte a intruziunii saline punctul nodal este locul de convergență unde se anulează curentul de fund care urcă în estuar și curentul fluvial, care pe toată grosimea stratului de apă, coboară.

În estuarele parțial amestecate debitul fluviului este slab în raport cu prisma mareei. Curenții de flux și reflux, prin turbulența lor, amestecă suficient cele două mase lichide pentru ca gradientul lor vertical de salinitate să fie redus. Scurgerea medie reziduală tinde să se îndrepte spre aval pe întreaga grosime a stratului de apă.

Ca urmare a modului de circulație a apei în cadrul estuarelor, acestea pot fi clasificate astfel (Pritchard, Carter, 1982):

- stratificate (cu con de sărătură și scurgere fluvială de suprafață);
- parțial amestecate (conul de sărătură este de mici dimensiuni și parțial amestecat);
- cu amestec vertical omogen (pătrunderea mareei este slabă);
- omogen (amestec puternic al apelor, mai ales în sectorul inferior al fluviului).

În estuarele largi efectul forței Coriolis se traduce printr-o concentrare a apelor sărate, ca rezultat al fluxului, pe malul stâng, și o concentrare a apelor dulci, ca rezultat al refluxului, pe malul drept (emisfera nordică).

În funcție de timp, același estuar poate să fie încadrat într-o altă categorie. Gironde, care aparține, în general, estuarului cu con de sărătură, trece în estuar parțial amestecat atunci când debitul fluviilor Garonne și Dordogne atinge un nivel de etiaj foarte marcat în perioada apelor vii.

Prin definiție, estuarele sunt medii acvatice caracterizate prin schimbări perpetui de salinitate. Gradul de salinitate se mărește gradual odată cu apropierea de mare. În perioada etiajului gradientul de salinitate este mare, în timp ce la revărsări acesta este scăzut. Salinitatea mai depinde și de existența curenților litorali sau de amplitudinea mareei. La suprafață, salinitatea este mai scăzută, comparativ cu apele de adâncime.

Estuarele se pot diviza în patru sectoare distincte (Planète Océan, 1983; Durward et al., 1972):

- preestuarul – situat în sectorul extrem amonte; reprezintă doar o mică lărgire a albiei râului și conține doar apă dulce;
- estuarul superior – apa dulce și cea sărată începe să se amestece; concentrația salină variază între 5-10‰.
- estuarul mijlociu – indicele de salinitate este cuprins între 10-20‰; influența mareei este foarte puternică;
- estuarul inferior – salinitatea depășește 20‰ (marea liberă deține 30-35‰).

Ecologiștii introduc diviziuni mult mai fine, bazate pe studiul populațiilor vegetale și animale specifice fiecărui biotop. Se pun în evidență lungi succesiuni de comunități ale lumii vii: unele specii nu pot suporta decât o anumită concentrație de salinitate, altele fac tranziția sau rezistă la toate tipurile de concentrație.

Chimia estuarelor

Salinitatea joacă un rol preponderent în repartiția organismelor. Grupe întregi de animale și plante nu pot trăi decât în apele marine, în timp ce altele nu pot suporta decât apele dulci. Mările care dețin concentrații scăzute de săruri (Marea Baltică) se aseamănă ca mod de

populare cu estuarele. Când salinitatea depăşeşte 20-35‰, mai puţin de jumătate din speciile marine dispar. Organismele eurihaline nu pot tolera acelaşi grad de salinitate.

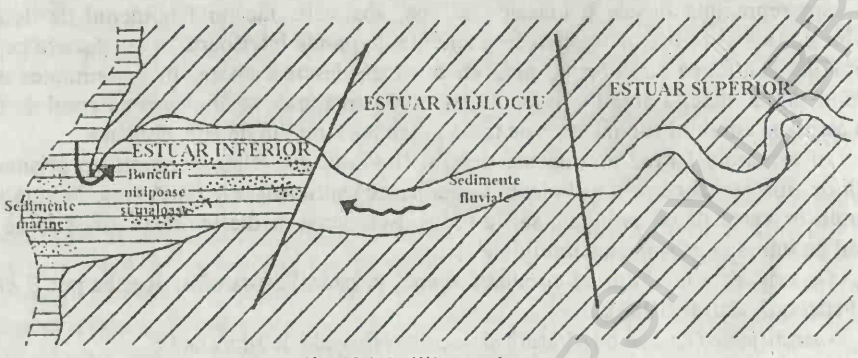


Fig.49 Mediile unui estuar

după Planète Océan, 1983

Apele dulci şi limpezi care provin din amonte nu se amestecă cu apa mării care se găseşte în sectorul aval al unui estuar fără maree. În acest caz apa mării formează un con de sărătură imobil la contactul cu fundul, în timp ce apa dulce, mai uşoară, alunecă în larg. Un con relativ imobil există doar în condiţiile existenţei unei ape foarte uşoare la suprafaţă, comparativ cu cea de fund. Apa dulce, tulbure, încărcată cu impurităţi, poate fi, uneori, mai grea ca cea sărată.

Poziţia şi dimensiunile conului de sărătură depind direct de înălţimea (H) apei din estuar.

Mediile de tranziţie reclamă studii cu totul particulare în funcţie de importanţa lor pentru ansamblul ecosistemelor.

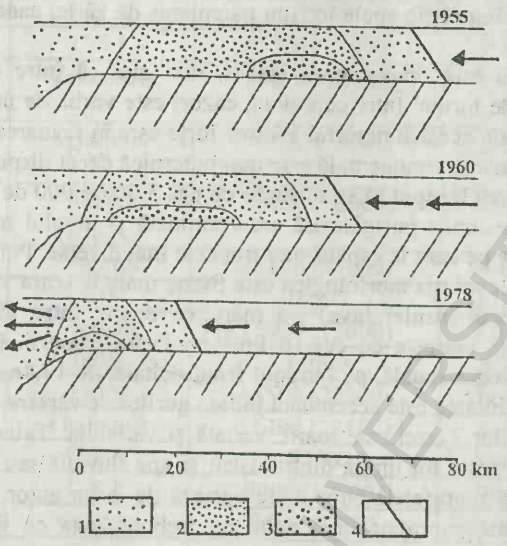
Există regiuni estuariene, poldere sau delte, în care trebuie împiedicată saramura să nu depăşească unele praguri sau să treacă unele puncte pentru a nu compromite nevoile agricole sau umane.

3.a.3.4. Sistemul deltaic. Cei care pentru prima dată au utilizat denumirea de "deltă" au fost grecii antici, care au asemănat teritoriul mlăştinos al fluviului Nil, ce-şi diviza cursul în mai multe braţe, cu litera grecească Δ (Suter, 1993). Termenul de "deltă" a fost utilizat şi de Herodot (484-425 B.C.) pentru a compara teritoriul triunghiular de la gura de vărsare a fluviului Nil (Axelsson, 1967). Această denumire ascunde doar o formă de relief care dezvăluie doar caracteristici exterioare. Pentru că până atunci aceste teritorii nu aveau încă o denumire generală, oamenii de ştiinţă au colportat-o, utilizând-o din ce în ce mai des, până la generalizare. Denumirea literei "delta" a fost aplicată ca termen general pentru "teritoriile aluviale formate la gura râurilor, fără să aibă o formă precisă" (Lyell, 1854).

"O insulă a fost formată de mare şi două braţe ale unui râu; şi s-a numit Delta datorită similarităţii formei sale... Acum există două guri ale Nilului..., dar între ele se află cinci alte guri mai importante şi câteva mai mici..." (Strabo Geography, 17.1.4. citat de Russell, 1967).

Strabon a cunoscut foarte multe lucruri referitoare la procesele geomorfologice şi a furnizat o opinie interesantă asupra creşterii deltelor: "... alte râuri imită întru totul Nilul prin aceea că îşi modifică albia chiar în faţa lor, în uscat... mai puţin acelea care nu transportă multe

sedimente, dar într-o mai mare măsură acelea care curg pe o mare distanță printr-un sol moale și cu mulți torenți ca afluenți" (Strabo Geography, 1.3.7. citat de Russell, 1967).



1-turbiditate <0,5 gL^{-1}; 2-turbiditate între 0,5-1 gL^{-1}; 3-turbiditate >1 gL^{-1}; 4-izohalina de 0,5‰.

Fig.50 Migrația frontului de salinitate și a dopului de mâl în estuarul Senei (între 1955-1978) după Avoine et al., 1981

Cea mai citată definiție care se referă la termenul "deltă" este, probabil, cea dată de Barrell (1912) (Axelsson, 1967). El definește delta ca fiind "un depozit parțial subaerian, construit de un râu într-un mediu cu apă permanentă". În cazul în care se face referință și la vechile delte trebuie înlocuită expresia "apă permanentă" cu cea de "apă stătătoare" (Nevin, Trainer, 1927) deoarece multe organisme cu apă trebuie privite ca efemere.

Delta poate fi interpretată ca fiind "un depozit constant de scurgere jet în interiorul sau în afara unui organism cu apă permanentă" (Bates, 1953). În acest caz termenul "delta" se utilizează în sens larg și include depozitele deltaice submerse cu caracter permanent. Totuși, definiția de față, nu poate fi considerată ca satisfăcătoare deoarece nu toate depozitele subacvatice create de curentul jet au trăsături deltaice.

În această categorie se pot regrupa toate acumulările ce se prezintă sub forma unor conuri înrădăcinate la ieșirea unor guri de vărsare sau a unor strâmtori submarine care fac oficiul unor vomitorii (Vanney, 1977).

Trăsăturile amintite determină unii geomorfologi să pună un accent deosebit pe aportul terigen, care trasează desenul țărmului și să nu încadreze în categoria deltelor, gurile de vărsare ale Rinului, Guadalquivirului, Senegalului etc., chiar dacă sedimentarea care are loc în câmpia litorală joasă prezintă caractere deltaice.

În urma interpretării definițiilor date, unele exhaustive, altele rezumative, se încearcă o formulare atotcuprinzătoare. Nu se emite pretenția că această definiție nu poate fi perfectibilă. Astfel, delta, reprezintă un caz tipic de aluvionare fluvială care se produce la gurile de vărsare ale marilor fluvii încărcate cu o mare cantitate de aluviuni și care debușează în ape liniștite, de obicei

saline (mări şi oceane) ce prezintă ape puţin adânci şi un şelf extins, unde mareele (în cele mai multe din cazuri) sunt de mică intensitate şi unde curenţii litorali, cu sensuri diferite, sunt slabi, permiţând apariţia, submersibilă sau la zi, a unor bare sau a unui con de dejecţie cu suprafaţa plană pe care fluviul îşi împrăştie apele într-un păienjeniş de gârle, canale şi lacuri (Romanescu, 1996).

Practic, o deltă este opusul unui estuar, mai ales că între cele două formaţiuni se interpun o multitudine de forme. Între cele două cazuri este vorba de un mediu unde se înfruntă forţe antagoniste. Cu toate acestea raportul acestor forţe este în favoarea cursului de apă în cazul deltelor deoarece aluvionarea continentală este mai puternică decât dispersia litorală.

Deltele actuale au început să se formeze cu cca.5.000-6.000 de ani în urmă, începând cu momentul când transgresiunea postglaciară era terminată şi nivelul marin s-a stabilit în jurul poziţiei actuale. Formele pe care le capătă sunt din cele mai diverse. Pentru cele mai multe dintre ele creşterea continuă şi evoluţia morfologică este foarte mare la scara vieţii umane. Se estimează că delta râului Solo (estul insulei Java) s-a mărit cu 8 km^2 între 1915-1936; delta fluviului Irrawaddy (Birmania) se măreşte cu cca.10 km^2/an; Delta Dunării, în perioada 1835-1999 a înregistrat o înaintare medie anuală, pe întregul front deltaic, de 17,4m/an, adică peste 31.000ha (Romanescu, 1999). Înaintarea este accentuată în faţa gurilor de vărsare.

Suprafaţa deltelor Terrei este foarte variată şi variabilă. Talia lor prezintă şi caractere amfibii foarte marcate: peste tot limita dintre uscat şi apa fluvială sau marină este indecisă. Ca urmare a acestor cauze, suprafeţele unor delte variază de la un autor la altul, uneori cu valori foarte mari. Prin urmare, suprafaţa unei delte nu trebuie luată ca literă de lege în anumite clasificări.

Deltele sunt rezultatul unui echilibru geomorfologic marcat de interferenţele forţelor interne (subsidenţă) cu acţiunea mării (redistribuire, derivă, maree, valuri, eustatism) şi a aporturilor fluviale (Nonn, 1972). Deltele se edifică doar la gurile de vărsare care ascultă de anumiţi factori şi sunt favorizate de anumite condiţii. Fiecare fluviu posedă o pantă de echilibru care depinde local de debitul lichid, debitul solid, natura aluviunilor, forma albiei majore şi a bazinului receptor etc. Inputul fluvial este motorul central al declanşării mecanismului de formare a deltelor. Încărcătura lichidă şi solidă depinde esenţialmente de climatul existent în bazinul versant, de litologie şi tectonică. Valorile cantitative ale debitelor lichide şi solide sunt schimbabile în timp.

Nr. crt.	Delta	Ţara	Suprafaţa deltei km^2	Lungimea fluviului km	Suprafaţa bazinului hidrografic km^2
1	Amazon	Brazilia	467000	6518 (2)	5778290 (1)
2	Gange-Brahmaputra	India-Bangladesh	105600 (100000; 82000)	2901 (18)	1825000 (10)
3	Mekong	Vietnam	93700 (52000; 70000)	4350 (9)	906500 (20)
4	Chang Jiang	China	66600 (124000; 80000)	5827 (4)	1808000 (11)
5	Lena	C.S.I.	43500 (28500; 32000)	4318 (10)	2421000 (7)

6	Huan He	China	36272 (127000; 2500)	4850 (5)	761500 (22)
7	Indus	Pakistan	29500 (28000; 8000)	3186 (17)	963480 (17)
8	Mississippi	S.U.A.	29000	5970 (3)	3211600 (3)
9	Volga	C.S.I.	27200 (12000)	3700 (15)	1358000 (13)
10	Orinoco	Venezuela	20600 (25000; 56900)	2500 (23)	1086000 (16)
11	Irrawaddy	Myanmar	20500 (31000; 35000)	2150 (27)	429940 (26)
12	Yukon	Alaska (S.U.A.)	20000 (10000)	3700 (14)	932000 (18)
13	Niger	Nigeria	19100 (24000)	4200 (11)	2100000 (9)
14	Tigru-Eufrat	Irak	18500	2735 (20)	1113700 (16)
15	Song Hong Ha	Vietnam	15000 (13000)	1200 (34)	100000 (38)
16	Mahanadi	India	13000	830 (40)	?
17	Nil	Egipt	12500 (22000)	6690 (1)	2878500 (5)
18	Chao Phraya	Thailanda	11400 (24500)	866 (39)	922000 (19)
19	Indighirka	C.S.I.	9200	1791 (29)	360000 (28)
20	Kuban	C.S.I.	9000 (12000)	906 (37)	?
21	Mackenzie	Canada	8500 (7200)	4600 (7)	1660000 (12)
22	Kura-Arax	C.S.I.	8000	?	?
23	Zambezi	Mozambic	7200 (8000)	3450 (16)	1328600 (14)
24	Godavari	India	6300 (4000; 12000)	1448 (32)	297800 (31)
25	Dunărea	România	5600	2857 (19)	805300 (21)
26	Parana	Argentina	5440	3718 (13)	2305100 (8)
27	Senegal	Senegal	4250	1190 (35)	196400 (35)
28	Terek	C.S.I.	4000	600 (45)	?
29	Ord	Australia	3900	405 (48)	46570 (42)
30	Amu Daria	C.S.I.	3500 (10000)	2441 (24)	297850 (30)
31	Obi	C.S.I.	2850	4505 (8)	2913750 (4)
32	Enisei	C.S.I.	2460	3794 (12)	2698780 (6)
33	Burdekin	Australia	2100 (500)	613 (44)	266700 (32)
34	Zair	Zair	2100	4666 (6)	4014500 (2)
35	Colville	Alaska (S.U.A.)	1700	567 (46)	59400 (41)
36	Rhône	Franța	1700 (2586)	805 (41)	95830 (39)
37	Magdalena	Columbia	1680	1529 (31)	251000 (33)
38	Vistula	Polonia	1500	1059 (36)	174000 (36)
39	Pô	Italia	1300 (1500; 2500; 13400)	760 (42)	143900 (37)
40	Mahakam	Indonezia	1300	900 (38)	?
41	Dvina	C.S.I.	1230	1770 (30)	360000 (29)
42	Han River	China	915	470 (47)	?

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

43	São Francisco	Brazilia	734	2574 (22)	630000 (24)
44	Don	C.S.I.	647	1963 (28)	414400 (27)
45	Nipru	C.S.I.	639	2253 (26)	502460 (25)
46	Ebro	Spania	624 (400)	628 (43)	89800 (40)
47	Tibru	Italia	?	393 (49)	16500 (43)
48	Sîr Daria	C.S.I.	?	2660 (21)	219000 (34)
49	Colorado	S.U.A.	?	2334 (25)	676000 (23)
50	Fraser	S.U.A.	?	1368 (33)	238000 (33)

Tabel 14 Clasamentul celor mai importante delte ale Terrei

Formarea deltelor

Formarea unei delte este rezultatul, la gura de vărsare a unui curs de apă, a proceselor hidrodinamice fluviale şi marine. Acestea sunt mai puţin eficace în condiţiile unui aport fluvial de natură solidă foarte coborât.

Caracteristicile geomorfometrice ale deltelor sunt determinate de un număr de factori care includ (Chorley, Schumm, Sugden, 1985):

- densitatea relativă a apei râului şi a apei stătătoare;
- regimul hidrologic al râului (la care se includ magnitudinea şi variaţiile debitului);
- cantitatea şi calibrul încărcăturii solide a râului (mai ales a debitului solid în suspensie);
- intensitatea proceselor de coastă, în particular acţiunea valurilor şi prin asociere a curenţilor litorali şi mareelor;
- geometria coastei, la care se include şi platforma litorală;
- stabilitatea tectonică a ţărmului (în sens vertical);
- climatul etc.

Startul în explicarea genezei unei delte este dat de teoria curentului jet (Bates, 1958). Cantitatea şi tipul sedimentelor, transportate pe unitate de masă de apă, este în funcţie de viteza curentului fluvial. Cu cât viteza acestuia este mai mare cu atât el va penetra mai puternic în masa de apă stătătoare şi se va răspândi din ce în ce mai mult spre larg.

Depozitarea aluviunilor la gura de vărsare se explică prin diminuarea pantei longitudinale a albiei în apropierea ţărmului marin. Reducerea la "zero" a profilului de pantă are ca efect scăderea vitezei curentului fluvial a cărui competenţă şi capacitate de transport ating valoarea zero. Când această descreştere este progresivă elementele cele mai grosiere sunt transportate prin reptaţie (galeţi, pietriş) şi saltaţie (nisip) ceea ce face ca acestea să fie depuse primele, în timp ce materialele transportate în suspensie îşi continuă drumul mai departe. Materialele transportate sunt din ce în ce mai mici spre aval.

Când curentul fluvial penetrează în mare, decelarea este foarte rapidă deoarece la anularea pantei se adaugă dezvoltarea în receptacul, aflorarea cu forţele antagoniste a valurilor şi mareelor în timpul fluxului. Floculareа este şi ea prezentă. Cu toate acestea, deoarece apa dulce, chiar tulbure (excepţie făcând apa rece sau foarte încărcată cu materiale solide), este mai uşoară ca apa sărată, amestecul dintre una şi alta nu se face imediat. Particulele aflate în suspensie mai pot rămâne în această stare şi în mediul marin, agitat de valuri şi maree, până la o anumită distanţă de la gura de vărsare. Frontul turbidic se poate observa şi la zeci de kilometri depărtare. El depinde şi de debitul lichid al fluviului. Este mai extins la debite excepţionale. Frontul din faţa Deltei Dunării se poate observa până la distanţe de 2-5 mile marine, mai ales primăvara.

Tipul gurilor de vărsare determină apariţia unor bare specifice la debuşee: radiare, lunate, de mijloc, jetele subacvatice şi valuri mareice.

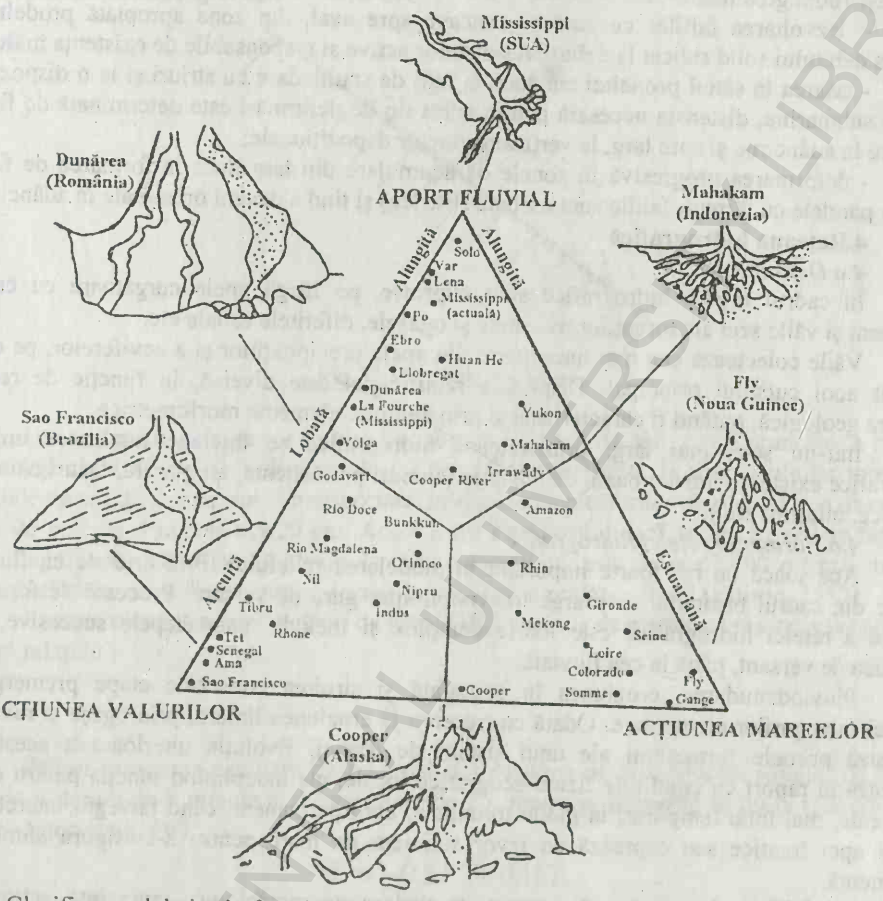


Fig.51 Clasificarea deltelor în funcţie de intensitatea relativă a mecanismelor fluviale şi marine
după Galloway, Hobday, 1983

Depozitele aflate la gura de vărsare, în partea submersă a deltei costiere, sunt sensibile la acţiunea gravitaţiei. Pe de o parte nisipul de la gură şi de pe taluzul deltaic înaintează pe o prodeltă bogată în argilă înecată cu apă, subcompactată, depusă rapid cu materia organică supusă descompunerii bacteriene (degajare de gaze). Pe de altă parte pantele sunt relativ importante (mai ales în vârful prodeltei) şi acumularea aporturilor continentale provoacă un exces de încărcătură sedimentară care se cifrează adesea la zeci de milioane de tone pe an. Aceasta explică abundenţa şi diversitatea structurilor de deformare, de compactare şi de resedimentare observate în domeniul submarin din largul deltelor şi participă la calitatea rezervoarelor aparatelor sedimentare:

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- urcarea maselor sedimentare plastice, sub formă de diapire mâloase, prin fluaj lateral şi apoi vertical, sub greutatea barelor nisipoase care se tasează şi se acumulează local în strate care pot depăşi 100m grosime;

- dezvoltarea faliilor cu curburi concave spre aval, din zona apropiată prodeltei, ca urmare a debitului solid ridicat la debuşeul şenalelor active şi responsabile de existenţa mâlului;

- tasarea în sânul prodeltei conduce la falii de scufundare cu striuri şi la o dispoziţie în grabene submarine; distensia necesară pentru acest tip de deformări este determinată de fluajele survenite în adâncime şi spre larg, la verticala zonelor depoziţionale;

- deformarea progresivă în zonele de acumulare din larg duce la formarea de falii de creştere paralele cu ţărmul; faliile sunt curbate (listrice) şi tind a deveni orizontale în adâncime.

4.Reţeaua hidrografică

4.a.Definiţie

În cadrul reţelei hidrografice sunt cuprinse, pe lângă apele curgătoare cu caracter permanent şi văile seci ale torenţilor, ravenele şi ogaşele, diferitele canale etc.

Văile colectează cea mai mare parte din apele precipitaţiilor şi a acviferelor, pe care le transmit apoi cursului principal. Dispoziţia ramificaţiei este diversă, în funcţie de relief şi structura geologică, putând fi caracterizată şi prin anumite elemente morfometrice.

Într-un sens mai larg, prin reţeaua hidrografică se înţelege totalitatea unităţilor hidrografice existente într-un bazin de recepţie (cursuri permanente, temporare, lacuri naturale şi antropice, mlaştini etc.).

4.b.Formarea reţelei hidrografice

Apa joacă un rol foarte important în modelarea reliefului. Prin arterele ei, fluxul de materie din cadrul bazinului se scurge ireversibil spre gura de vărsare. Procesul de formare şi evoluţie a reţelei hidrografice este foarte complex şi include toate etapele succesive, de la eroziunea de versant, până la cea fluvială.

Pluviodenudarea, eroziunea în suprafaţă şi şiroirea constituie etape premergătoare apariţiei talvegurilor elementare. Odată cu trecerea la eroziunea liniară, prin ogaşe şi ravene, se realizează primele formaţiuni ale unui sistem de drenaj. Evoluţia ulterioară a acestora se realizează în raport cu condiţiile fizico-geografice locale, ele îndeplinind funcţia pentru care au fost create, mai întâi temporar, la ploile torenţiale, apoi permanent, când talvegul interceptează nivelul apei freatice sau captează un izvor suficient de mare pentru a-i asigura alimentarea permanentă.

4.b.1.Pluviodenudarea, din punct de vedere geomorfologic, reprezintă acţiunea de mişcare şi deplasare a particulelor de la suprafaţa scoarţei de alterare prin acţiunea ploilor sau chiar din topirea zăpezilor, mişcare ce nu a ajuns încă la stadiul de scurgere concentrată sub formă de curent. Pluviodenudarea, ca proces geomorfologic, se desfăşoară şi pe terenurile plane, prin faptul că particulele de praf sunt desprinse fără a fi transportate în alt loc. Pe versanţi, fenomenul este mai pronunţat deoarece, conform gravitaţiei, particulele de praf sunt transportate într-un număr mai mare şi la distanţe mai lungi, în aval comparativ cu amonte.

Pluviodenudarea, ca proces premergător apariţiei reţelei de drenaj, trebuie analizată atât în raport cu principalele caracteristici ale precipitaţiilor (intensitate, durată), cât şi cu proprietăţile scoarţei de alterare (gradul de permeabilitate, granulometria, structura), cu panta terenului, gradul de acoperire cu vegetaţie etc. (Zăvoianu, 1978).

Există o puternică relaţie de interdependenţă între agresivitatea ploilor, intensitatea şi durata acestora (Moţoc et al., 1975). O aversă ce cade pe un anumit teren şi care măsoară cca.100mm este în stare să răscolească din sol peste 300t de material pe o suprafaţă de 1 ha

(Ellison, 1952). Energia cinetică a primelor picături din aversă se consumă la deplasarea particulelor de sol care, ridicate în aer, dau un puternic miros de praf ploii. Umezirea solului continuă prin absorbirea apei care se infiltrează şi-i dă o coeziune mai mare.

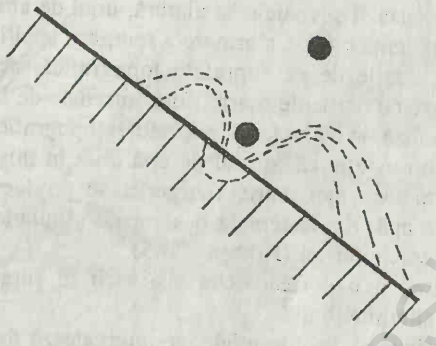


Fig.52 Pluviodenudarea

Uneori, particulele de sol smulse de izbitura picăturii de apă, pot fi aruncate la înălţimi de 60 cm şi chiar 80 cm şi la distanţe de 1-1,5m (Tufescu, 1969). În timpul ploilor torenţiale, particulele de sol de 2 mm, pot fi transportate, prin căderea picăturilor de ploaie, la o distanţă de 40 cm, iar cele de 4 mm la cca.20 cm. Acest lucru este posibil dacă se are în vedere faptul că energia cinetică a picăturilor de ploaie, la atingerea solului, este de cca.1.000 ori mai mare ca energia unei mase echivalente care se scurge în pânză la suprafaţa solului (Ellison, 1952).

Energia cinetică a unei picături de ploaie (E_c) depinde de masa (m) şi viteza (v) acesteia, conform relaţiei:

$$E_c = \frac{mv^2}{2}.$$

Pentru estimarea cantităţii de material (E) desprins de la suprafaţa solului, de către o ploaie cu o durată de 5 minute şi o intensitate de 25 mm/h, se foloseşte formula (Eskern, 1950 citat de Moţoc et al., 1975):

$$E = -0{,}515 + 0{,}1Ec.$$

În acelaşi timp, amploarea proceselor de scurgere pe versant depinde de capacitatea infiltraţiei (f) care, la rându-i, este controlată de textura şi structura solului, de covorul vegetal şi structurile biologice din sol, de umiditatea anterioară etc. Expresia cantitativă a acestei variabile a fost stabilită de Horton (1945):

$$f = fc - (fo - fc) * e^{-kft}.$$

unde:

c = baza logaritmului Neperian;
t = timpul de la începutul ploii (ore);
fo = valoarea iniţială a capacităţii de infiltrare;
fc = valoarea constantă a aceleaşi variabile;
kf = un factor de proporţionalitate.

4.b.2.Eroziunea în suprafaţă se caracterizează printr-o deplasare a apei pe întreaga suprafaţă a pantei, adică scurgerea areolară. Aceasta rezultă, nu din înclinarea mică a suprafeţei,

ci din abundența apei căzute care nu are posibilitatea să se infiltreze brusc, nici să se concentreze sub formă de curenți.

Chiar dacă apa începe să se concentreze, mai ales în părțile superioare, pe măsură ce coboară, cantitățile se cumulează și șuvoaiele se alătură, unul de altul, formând o pânză, o undă sau un val, în funcție de abundența ploii. Ca urmare a scurgerii apei în pânză, pe pantă, se umplu, în primul rând, microdepresiunile de pe suprafața topografică; acestea, paralel cu umplerea, suferă un proces de colmatare cu particule foarte fine, antrenate de lama de apă și își micșorează volumul, tinzând, în această fază, la o nivelare a suprafeței topografice.

Dacă panta terenului este mică, stratul de apă aflat în mișcare atinge grosimi de 5-10 mm; în cazul în care panta este mai mare, scurgerea se produce sub forma unor firișoare. Eroziunea, prin firișoare de apă, dă naștere la o serie de șănțulețe care își modifică continuu traseele prin intermediul microcapturilor (Horton, 1945).

4.b.3.Șiroirea apare ca o continuare a scurgerii în suprafață atunci când durata și intensitatea ploii depășește anumite limite.

Între curgerea în pânză și cea torențială, se intercalează forme de tranziție ale curgerii, cunoscute sub numele de șiroire, alteori de curgere "concentrată". Șiroirea se face sub forma unor multiple firișoare de apă, a unor șuvițe sau curenți; cele mai puternice organisme sunt cunoscute sub numele de șuvoaie. Cel mai important aspect al concentrărilor este trecerea de la acțiunea de spălare sau eroziune la cea liniară.

Pentru a găsi punctul de deplasare al șiroirii s-a combinat durata (t) cu intensitatea excesivă a ploii (I_e) în mm/h și s-a obținut formula (Riou, 1963 citat de Feodoroff, 1965):

$$I_e = \frac{0,20 + 0,01t}{t} * 1500.$$

Apariția șiroirii este direct legată de intensitatea, durata și energia de cădere a ploilor, de stabilitatea structurală a solului, de umiditatea acestuia, precum și de continuitatea profilului pedologic. Viteza limită, pentru antrenarea prin rostogolire a unei particule, depinde de densitatea și volumul pe care-l are, precum și de forma și suprafața pe care o opune curentului (Feodoroff, 1965). Deoarece această viteză limită este greu de măsurat, se propune înlocuirea ei prin forța de atracție critică (F_c) dată de formula:

$$F_c = \gamma hp.$$

în care:

h = grosimea stratului de apă;

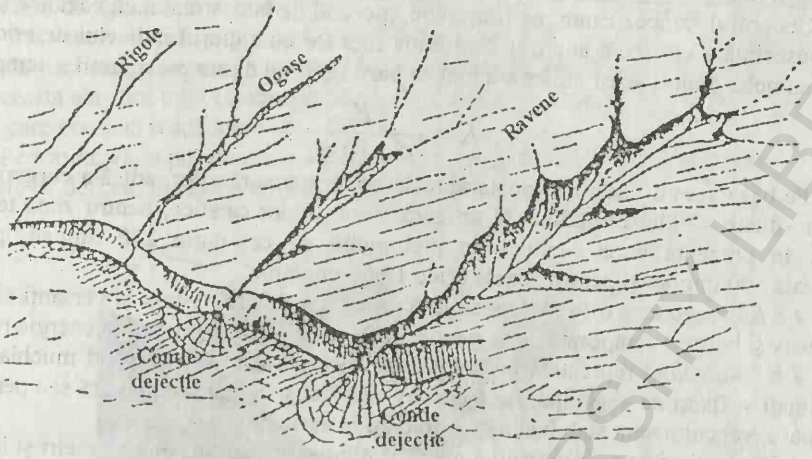
p = panta terenului;

γ = densitatea lichidului.

Cu ajutorul acestei formule s-a determinat și diametrul limită al particulelor care pot fi antrenate de forța de atracție critică (Zăvoianu, 1978).

Șiroirea creează forme de eroziune cu aspect alungit, începând de la șănțulețe abia perceptibile și instabile, până la excavațiuni alungite, uneori pe zeci sau sute de metri (rigole). Rezultatul final îl reprezintă, pe lângă formele de eroziune și cele de acumulare situate la baza versanților. Numai acțiunea repetată a ploilor cu efecte erozionale importante poate duce la completa lor individualizare și la formarea unui talveg elementar cu capacitatea de a orienta și organiza scurgerea superficială. În acest mod se asistă la apariția unor artere noi de drenaj, care vor evolua spre altele mai puternice, cu scurgere organizată.

Formele incipiente ale unui sistem de drenaj sunt reprezentate de ogașe și ravene.



B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI GEOLOGIE-GEOGRAFIE

Fig.53 Categorii morfologice elementare prin care are loc scurgerea pe versant

4.b.4.Ogaşele reprezintă o formă mai avansată de eroziune decât rigola. Are o adâncime cuprinsă între 0,30-2m (sau 0,5-3m), iar lăţimea cuprinsă între 0,5-8m. Când talvegul atinge roca în loc, se lărgeşte, pereţii se atenuează şi ogaşul se transformă într-o văiugă ce dispare cu timpul. În alte condiţii, se adânceşte prin eroziune pe verticală şi dă naştere unei forme superioare cunoscută sub numele de torent.

În funcţie de adâncime, ogaşele pot fi împărţite în: mici, cu adâncimi între 0,2-1m; mari, cu adâncimi între 1-2m.

De obicei, lungimea unei astfel de formaţiuni este legată de a versantului ce deţine aproximativ aceeaşi pantă.

4.b.5.Ravenele reprezintă o formă avansată a eroziunii în adâncime. În acest caz acţionează legile după care se desfăşoară procesele eroziunii fluviale. Cu toate că acestea acţionează o perioadă scurtă de timp, panta profilului este cea care-şi pune amprenta prin puterea eroziunii şi transportul apei.

Ravenele, au adâncimi cuprinse între 3-30m şi lăţimi de 8-50m. Profilul longitudinal se prezintă în trepte la stadiul de eroziune activă, mai ales atunci când există alternanţe de roci cu coeziune deosebită. Când acţiunea de adâncire a unui astfel de organism intersectează o pânză freatică, funcţia de curgere devine sezonieră sau chiar permanentă.

În funcţie de adâncime, ravenele pot fi: mici, cu adâncimi între 2-5m; mijlocii, cu adâncimi între 6-10m; mari, cu adâncimi >10m.

În funcţie de lungime, pot fi: scurte, <300m; lungi, între 300-1.000m; foarte lungi, >1.000m.

În funcţie de dimensiunea bazinului, pot fi: mici, <10 ha; mijlocii, între 10-30 ha; mari, între 30-100 ha; foarte mari, >100 ha.

Etapele enumerate anterior au ca rezultat final permanentizarea unui talveg elementar, adică a unei celule de bază a sistemului hidrografic (sau sistem de râuri, sistem fluvial). Prin unire se vor forma artere mai mari şi bazine hidrografice cu particularităţi proprii în funcţie de condiţiile fizico-geografice.

Geograful francez Emm. de Martonne, plecând de la postulatul că bazinele hidrografice sunt o consecință a climei, a analizat distribuția râurilor cu ajutorul indicelui de ariditate care-i poartă și numele. Pentru acest indice s-a luat ca bază raportul dintre precipitații și temperatură:

$$K = \frac{P}{T + 10°C}$$

Pe baza acestui indice se poate aprecia că formarea râurilor, adică a curgerii, la nivelul câmpiilor situate <200m altitudine, în absența fenomenelor carstice, pentru zona temperată, ar avea loc în prezența unor cantități de precipitații de cel puțin 250 mm/an, pentru zona subtropicală 500 mm/an și pentru zonele aride 1.000 mm/an.

4.b.6.Văiuga este o formă negativă scurtă, cu adâncimi reduse și versanți slab înclinați, fund concav și curgere temporară ce se manifestă în condițiile unui relief cu energie redusă.

4.b.7.Vălceaua reprezintă un stadiu mai avansat al ravenei, având muchia și versanții slab înclinați și fixați de vegetație, fund concav sau plat și curgere temporară sau permanentă. În zonele joase, versanții sunt slab înclinați și folosiți în agricultură.

Adâncimile sunt reduse (câțiva metri), lățimile de zeci sau sute de metri și lungimile pot atinge 10-15 km. Lățimea fundului variază între 30-200m

4.b.8.Valea este stadiul cel mai avansat al categoriilor morfologice de curgere. Este o formă negativă de relief, îngustă și alungită, cu pantă în descreștere pe sistemul amonte-aval, formată în urma acțiunii erozive a apelor curgătoare.

În profil longitudinal valea ia naștere prin încorporarea unor sectoare diverse ca aspect și vârstă (Romanescu, Jigău, 1998). Tipurile de văi rezultă din procesul genetic inițial, dar și din cel evolutiv. Văile se diversifică, mai ales prin faptul că se supun, mai mult ca alte forme, legilor generale ale geomorfologiei: echilibrului, etajării, eroziunii diferențiale, zonalității climatice etc. Ca urmare a acestor factori există mai multe tipologii.

4.b.8.1.După stadiul de evoluție

Stadiile evolutive sunt legate de modificarea raportului eroziune liniară-eroziune laterală –acumulare. În linii mari, cu cât o vale devine mai largă, cu atât este mai avansată ca evoluție.

Formarea profilului de echilibru, longitudinal și chiar transversal, marchează un moment cantitativ și calitativ în dezvoltarea văii și de aceea el delimitează, în timp, principalele tipuri de stadii: tinerețe, maturitate și bătrânețe.

În funcție de stadiul de evoluție, văile se împart în: tinere, cu formă de V ascuțit și chei; mature, cu formă de V deschis și luncă; bătrâne, cu formă de copaie.

4.b.8.2.După criteriul simetriei

Se subdivid în: văi simetrice și văi asimetrice.

a .Văile simetrice prezintă un grad ridicat de simetrie față de un plan vertical median considerat la mijlocul văii și orientat în lungul ei. Ambii versanți prezintă înclinări și înfățișări asemănătoare.

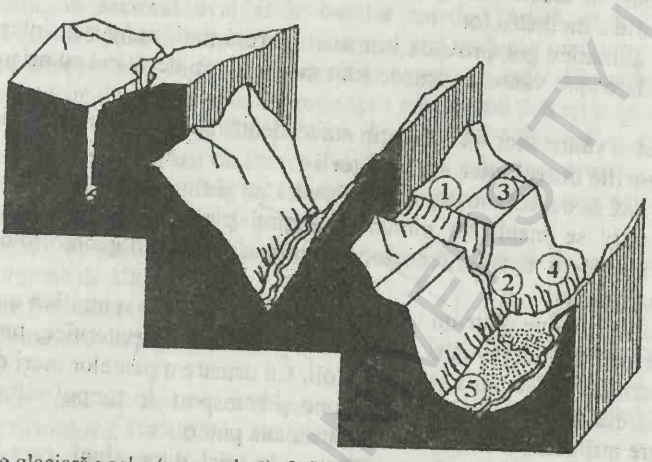
La rândul lor, văile simetrice pot fi: largi și înguste.

- *Văile largi* prezintă o lărgime mare a fundului văii, reprezentată, la rându-i, prin șesuri foarte dezvoltate și prin terase de fund de vale. Versanții prezintă înclinări diferite, având sau nu terase de mare extindere. Profilul transversal are formă de trapez.

- *Văile înguste* prezintă un fund îngust, uneori redus doar la lățimea albiei minore. După forma profilului transversal se pot deosebi: văi în chei și canioane. Văile în chei au un profil transversal sub forma literei V, fundul acestora fiind redus doar la existența albiei minore. Versanții au pante foarte mari, uneori abrupți. Sunt sculptate în roci dure, cu precădere, în

calcare. Văile de tip canion sunt mai largi, au fundul plat şi albie minoră. Versanţii sunt foarte înclinaţi, frecvent verticali şi prezintă trepte formate pe roci mai dure. Văile de tip canion se formează în roci omogene sau în structuri tabulare (orizontale). Pot apărea şi în loess, numai că de data aceasta ele sunt mici (Dobrogea de Sud). Cel mai cunoscut este Marele Canion Colorado (S.U.A.), care prezintă o adâncime de 1.500m.

Pe traseu, văile pot prezenta sectoare largi sau înguste. Acestea din urmă sunt cunoscute sub numele de defilee. Ele apar în locurile cu roci dure.



1.Vale glaciară veche (suspendată); 2.Chei; 3.Umăr; 4.Prag; 5.Con de dejecţie.

Fig.54 Tipuri de văi

b. Văile asimetrice

Prezintă un profil transversal asimetric, adică cu înclinare diferită a versanţilor, indiferent de lungimea văii. Asimetria poate avea mai multe cauze: geologice, structurale, litologice, tectonice etc. Cele mai frecvente sunt cauzele structurale.

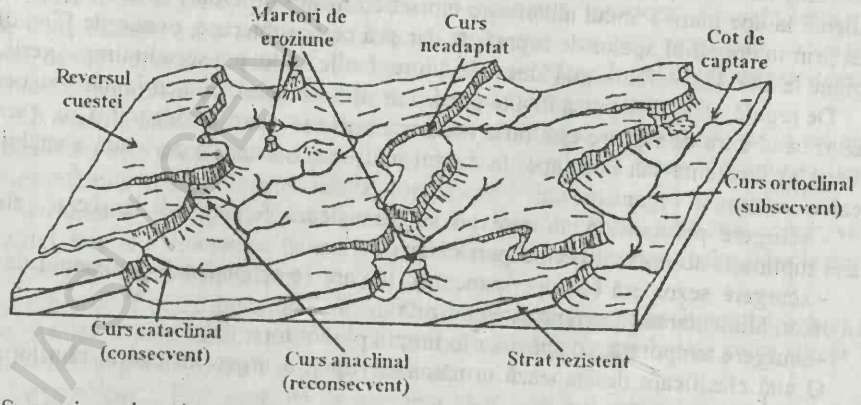


Fig.55 Succesiune de văi subsecvente şi cazuri de adaptare şi neadaptare a reţelei hidrografice la structură

BCUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În structurile monoclinale, văile orientate transversal față de direcția de înclinare a stratelor sunt asimetrice deoarece un versant se suprapune pe fața stratelor și are înclinare mică, în timp ce versantul opus retează stratele în cap și are înclinare mare. Văile în cauză poartă denumirea de subsecvente.

Cauzele tectonice sunt legate de mișcările scoarței terestre și de prezența fracturilor. Văile situate în lungul faliilor prezintă un versant abrupt, modelat în blocul scoarței înălțate și un versant domol, opus. În aceste condiții, este vorba și de o asimetrie altitudinală a versanților, nu numai de o asimetrie a înclinării lor.

Cauzele climatice pot provoca asimetrii în roci moi, numai că intensitatea este slabă. Versanții cu orientare spre vânturile umede sunt mai înclinați decât cei cu orientare spre vânturile uscate.

Majoritatea văilor sunt formate prin antecedență, epigeneză sau supraimpunere.

5.Categoriile hidrologice ale scurgerii

În acest caz se deosebesc: torentul, pârâul, râul și fluviul.

5.a.Torentul se manifestă numai în timpul ploilor și se desfășoară printr-o formă negativă: ogaș, ravenă etc. Este un fenomen hidrologic și nu unul geomorfologic: în acest caz se analizează doar curgerea.

Denumirea provine dintr-un termen popular italian care semnifică o curgere năvalnică a apelor de ploaie adunate în șuvoaie. Curgerea prezintă viituri puternice, tumultoase, de scurtă durată, care se termină brusc după sfârșitul ploii. Ca urmare a pantelor mari din cadrul profilului longitudinal prezintă o mare putere de eroziune și transport. În timpul viiturilor suprafața apei este bombată spre mijlocul albiei și prezintă turbioane puternice.

5.b.Pârâul reprezintă o apă curgătoare de mici dimensiuni, care poate avea curgere permanentă, dar și perioade de secare (în funcție de alimentarea superficială).

Sunt considerate ca fiind artere hidrografice cu lungimi mai mici de 50 km, bazin hidrografic cu suprafețe situate <300 km^2 și un debit mediu multianual <1 m^3/s.

Prin unirea mai multor pâraie ia naștere un râu.

5.c.Râul este o apă curgătoare cu caracter predominant permanent, care deține o albie bine individualizată din punct de vedere morfologic. Scurgerea fluvială este liniștită la ape mici, și turbulentă la ape mari. Fundul albiei este tapisat cu nisip sau ierburi acvatice. Alimentarea se face atât prin intermediul apelor de suprafață, dar și a celor subterane, ponderile fiind diferite de la o regiune la alta. Unele râuri, mai ales cele din regiunile aride, pot seca în timpul verii.

De regulă, râurile se varsă în alte cursuri de apă mai mari, în lacuri, mări sau oceane. Pot fi și cazuri când gura de vărsare este falsă deoarece apele se pierd în substrat (Ciu, Tarim etc. în Asia centrală). Prezența sau lipsa apei în cadrul unui râu, o anumită perioadă a anului, permite clasificarea acestora în organisme cu:

- scurgere permanentă, la care nu se semnalează fenomenul de secare; alimentarea subterană suplinește absența curgerii superficiale;
- scurgere sezonieră (semipermanentă), la care se semnalează fenomenul de secetă în sezonul uscat; alimentarea subterană este epuizată;
- scurgere temporară, cu apă doar în timpul ploilor torențiale.

O altă clasificare desemnează următoarele tipuri scurgere în cadrul râurilor (Lambert, 1996):

- scurgere perenă sau permanentă, dacă debitul nu este niciodată zero (12 luni/12 luni sau 365 zile/365 zile);

- sezonier, dacă există debit zero sezonier (stepă sau savană) (câteva luni consecutive pe an);

- episodic, care se manifestă doar câteva zile, mai ales în poliile carstice sau în regiunile semiaride cu sezoane ploioase foarte scurte (câteva zile consecutive pe an);

- spasmodic sau efemere, dacă scurgerea durează doar câteva ore (*ueduri* – interpretare franceză a cuvântului arab „*wadi*" care se traduce prin „*vale*" lipsită de apă sau cu fenomene rare de scurgere) (câteva ore pe an);

- intermitent, în sectorul aval al izvoarelor carstice, adică în josul unui sifon ce controlează o grotă carstică (câteva minute la un interval mai mult sau mai puțin regulat).

5.d.Fluviul desemnează, în limbaj geografic, un râu de mari dimensiuni, care se varsă într-o mare sau ocean. Este din ce în ce mai regulat spre aval și mai ponderat ca afluenții săi.

Termenul este de origine latină și provine din cuvântul "*flumen*" și desemnează o apă care curge printr-o vale; a fost preluat de francezi ca "*fleuve*". Cu toate acestea, în limba engleză este sinonim cu râu. Termenul de râu, în literatura de specialitate, este utilizat pentru toate categoriile de ape curgătoare, indiferent de mărime.

Fluviul deține un grad ridicat de complexitate a regimului de curgere, ca rezultat al vastelor suprafețe drenate de afluenți.

6.Sistemele fluviale (cursuri de apă) pot fi:

- independente, când râurile își varsă apele direct într-un lac, o mare sau ocean (Telița, Taița, Casimcea etc.);

- dependente, când râurile se varsă în alte râuri și prin intermediul acestora ajung într-un lac, mare sau ocean (Moldova, Bârlad, Jiu, Olt etc.).

7.Structura și compoziția rețelei hidrografice

Structura rețelei hidrografice este controlată de câțiva factori importanți: panta inițială a terenului, inegalitățile rezistenței rocilor la eroziune, controlul structurii, diastrofismul recent, istoria geomorfologică a rețelei etc. (Ichim et al., 1989).

Ca urmare a studierii unui număr important de bazine hidrografice, situate în diferite condiții climatice, geologice și de evoluție, s-au diferențiat următoarele tipuri principale de structură:

7.a.Dentritică. Este, pe departe, cea mai comună structură. Se caracterizează prin existența unor afluenți care au aceeași direcție de curgere cu râul principal, cu unghiuri de confluență, de regulă, mai mici de 90^0. Se dezvoltă, cu precădere, în regiunile cu rezistență relativ uniformă la eroziune: Nipru, Volga, Obi, Enisei, Amur, Vedea, Bârlad etc.

7.b.Rectangulară. Față de cea dentritică are confluențe cu unghiuri drepte sau apropiate de 90^0. Structura este controlată de factorul geologic, mai ales de rețeaua fracturilor tectonice. Sunt adesea întâlnite în Scandinavia (coasta Norvegiei).

7.c.Radiară. Este generată de prezența unor înălțimi dure, ale unor conuri vulcanice care, de altfel, impun o drenare pe flancuri: văile din regiunile muntoase înalte, râurile din Pamir, Peninsula Iberică, Africa Centrală etc.

7.d.Fluată. Este atribuită, în general, râurilor ce curg prin văile situate între două masive muntoase. Afluenții sunt colectați de pe povârnișuri și majoritatea lor se varsă direct în râul principal, sub un unghi de $65\text{-}90^0$: Bistrița, Lotru etc.

7.e.Centripetă. Este generată de prezența unei mari arii depresionare care, ca nivel de bază, concentrează drenarea curgerii. Cele mai multe râuri se întâlnesc în regiunile semiaride.

7.f.Multibazinală. Este întâlnită în regiunile colinare cu înălțimi mici sau în regiunile carstice.

7.g.Zăbrelită (gratii). Dispune de unghiuri drepte de confluență (sau aproape de 90^0). Cel mai adesea se dezvoltă în regiunile puternic fracturate și cu alternanțe litologice.

7.h.Paralelă. Este tipică pentru formațiunile litologice dispuse longitudinal: structurile de fliș din Bucovina. Nu are o extindere regională deoarece intervenția structurilor majore impune modificări radicale.

7.i.Inelară. Se dezvoltă pe înălțimi izolate, mai ales pe domuri, conuri vulcanice, cu alternanțe de strate etc.

7.j.Deranjată. Este impusă ca urmare a intervenției antropice în scopul creării unor acumulări: Podișul Moldovenesc, Câmpia Transilvaniei etc. Se includ și rețelele dezvoltate din luncile marilor râuri, delte, câmpii slab drenate din nordul Europei etc.

7.k.Contorsionată. Se datorează prezenței alternanțelor litologice și a unei tectonici complicate: bazinul Putna-Vrancea.

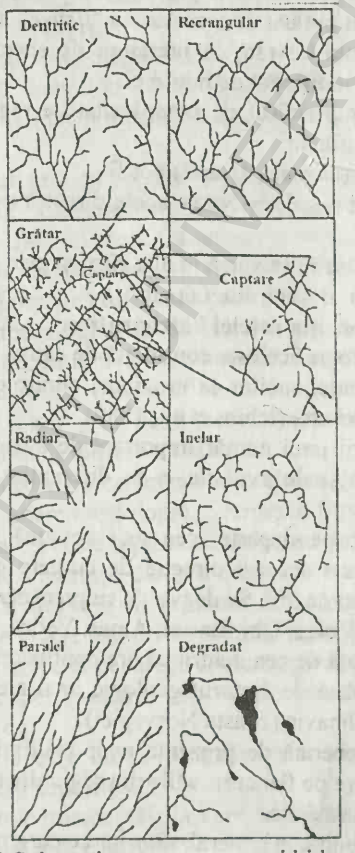


Fig.56 Cele mai comune structuri hidrografice
după Howard, 1967

Pe lângă rețelele principale se evidențiază și alte tipuri cu caracter secundar: carstică, în blocuri faliate basculate, dezorganizată, anarhică, "pieptene", apalașiană, de fracturare, disimetrică, centripetă, paralelă, distributivă etc.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pentru România se pot distinge opt tipuri de rețele hidrografice (Coteț, 1951) ca urmare a tipizării aspectului planic: dentritică, rectangulară, în gratii, radiară, convergentă, inelară, opusă, sucită.

8.Ierarhizarea rețelei hidrografice

Pornindu-se de la proprietățile liniare ale unui sistem fluvial, se pot aborda și totodată structura, sistemele ramificate de albii considerate ca linii trase într-un plan. Baza analizei spațiale tridimensionale a unui bazin de drenaj, ca unitate de proces-răspuns în evoluția reliefului fluvial, a fost recunoscută, încă de la începutul sec. al XIX-lea, de către Playfair (1802). Dezvoltarea teoriei interdependenței dintre un trunchi de albie și restul rețelei, dintre albie în general și bazinul hidrografic din amonte, în termeni cantitativi, s-a întreprins mai târziu: Gilbert (1877), Gravelius (1914), Horton (1945), Strahler (1952), Leopold, Miller (1956), Rajaniţîn (1960), Hirsch (1961), Scheidegger (1965), Shreve (1966), Tokunoga (1972), Zăvoianu (1978) etc.

De regulă, ierarhiile propuse până în prezent aparțin la două tipuri distincte:

- cu bază geometrică, care au în vedere lungimea, forma geometrică a rețelei, orientarea segmentelor ce formează rețeaua (Horton, 1945; Shreve, 1966; Werritty, 1972; parțial Strahler, 1952);

- cu bază topologică, care are în vedere interconexiuni, proprietăți ale mulțimilor invariante față de transformările topologice (Chorley et al., 1986).

Una din primele încercări de ordonare a râurilor, în care se ia ca bază poziția cursurilor față de colectorul principal, a fost efectuată de Gravelius (1914), care consideră că râul cel mai mare este de ordinul 1 de la izvoare până la vărsare; afluenții care se varsă direct în acesta sunt de ordinul 2; toate cursurile care se varsă într-un curs de ordinul 2 sunt de ordinul 3 ș.a.m.d. până se ajunge la cele mai mici artere. Cu timpul, sistemul a devenit recunoscut și acceptat de majoritatea europenilor.

Criticile acestei ierarhizări au apărut imediat. Ierarhizarea dovedește că este unilaterală deoarece, în afara poziției afluenților, față de râul principal, nu arată nimic din caracteristicile râurilor de un ordin sau altul. După acest sistem, râurile Ialomița, Mostiștea, Blahnița, Topolog, ca afluenți ai Dunării, sunt de același ordin, deși ele se deosebesc ca mărime, suprafață a bazinului, debite de apă și aluviuni etc. și nu pot fi comparabile, deși sunt de același ordin. Dacă se duce aplicarea acestui sistem până la cele mai mici cursuri, acestea din urmă vor fi de diferite ordine, în funcție de poziția pe care o au față de colectorul principal deși, din foarte multe puncte de vedere, sunt asemănătoare și pot fi considerate ca celule de bază a oricărui sistem hidrografic.

În aceste condiții, sistemul amintit nu ajută la o ierarhizare genetică a rețelei de râuri. Rămâne doar o clasificare poziționlă a cursurilor de apă față de artera principală.

Horton (1945) a inversat acest sistem de clasificare a rețelei hidrografice atribuind ordinul 1 talvegului elementar (cel mai mic) ca rezultat al curgerii concentrate și care nu mai primește nici un alt afluent; după acest sistem, cursul de ordinul 2 va fi acela care primește cel puțin unul sau mai mulți afluenți de ordinul 1 și numai din aceștia. Când un curs de ordinul 2 se unește cu altul de același ordin, va rezulta un curs de ordinul 3.

La sistemul Horton se remarcă faptul că un curs de apă își păstrează ordinul, odată stabilit, ca și denumirea, de la izvor la vărsare.

Cercetările ulterioare întreprinse de Strahler (1952), Leopold, Miller (1956), Schumm (1956), Rajaniţîn (1960), Hirsch (1961) etc. admit ca element de bază al rețelei hidrografice talvegul elementar de ordinul 1, care nu mai primește nici un alt afluent. Noul curs creat, de ordinul 2, apare ca rezultat al unui salt calitativ după unirea a două cursuri de ordinul 1;

trăsăturile sale sunt diferite de ale celor două ramuri din care s-a format. Cursul de ordinul 3 apare după unirea a două cursuri de ordinul 2; acesta, poate primi şi alţi afluenţi de ordine inferioare, fără a-şi schimba ordinul. Pentru a se produce saltul calitativ, la un ordin superior, este necesar ca acesta să se unească cu un alt curs de acelaşi ordin etc.

Prin combinarea şi completarea celor două sisteme Horton şi Strahler s-a creat un al treilea, cunoscut sub numele de sistemul Horton-Strahler. În acest caz, râurile care au acelaşi ordin, sunt foarte asemănătoare ca suprafeţe bazinale, lungime medie a reţelei de râuri, pante medii, debite de apă etc. dar cu condiţia să se dezvolte în medii fizico-geografice similare.

Fig.57 Ierarhizarea reţelei hidrografice după metoda Horton-Strahler

Sistemul Horton-Strahler prezintă totuşi două mari carenţe: intervalele de clasă nu sunt cunoscute; aceleaşi intervale par să fie la fel de mari încât două bazine de ordinul 4 pot diferi mult în ceea ce priveşte caracteristicile lor, numai că ele conţin un număr diferit de cursuri de ordine inferioare şi în consecinţă variază ca mărime. În condiţiile amintite, analiza bazinelor cu suprafeţe mici este mult îngreunată datorită faptului că este dificilă alegerea bazinelor de aceeaşi mărime care să fie comparate.

Îmbunătăţiri ale acestui sistem au fost aduse de Scheidegger (1965) şi Shreve (1966) numai că ele sunt mai tehniciste. Sistemul elaborat de Horton şi completat de Strahler (1952) are o bază genetică şi permite analiza comparativă a bazinelor hidrografice. Potrivit acestui sistem, ordinul 1 revine formelor negative de teren, adică celor care au capacitatea de a orienta şi organiza curgerea, care dispun de un talveg elementar şi nu mai primesc nici un alt afluent. Prin unirea a două cursuri de ordinul 1 se formează un curs de ordinul 2; două de ordinul 2 creează

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

unul de ordinul 3, dar care poate primi ca afluenți și cursuri de ordine inferioare. Saltul calitativ la un ordin superior se realizează numai în momentul în care se unește cu un curs de ordin egal. Cel mai mare ordin revine arterei principale a unui bazin hidrografic prin care se scurge întreaga cantitate de apă.

O rețea hidrografică de suprafață reprezintă un sistem ramificat de văi și depresiuni naturale care comunică, una cu alta, și către care gravitează, în parte, atât apele atmosferice pe sol, cât și cele subterane. În plan orizontal, rețeaua hidrografică apare ca nervurile unei frunze sau ca sistemul radicular al plantelor. Actualmente, prin intervenția omului, rețeaua hidrografică naturală se completează cu canale, lacuri de acumulare etc.

Potrivit unui criteriu de clasificare amintit anterior, cel mai mic ordin de mărime se notează cu 1 (n = 1) și se atribuie văilor singulare, fără ramificații adiacente, a căror lungime să nu fie inferioară distanței de 5 km. Ordinul imediat următor, notat cu 2 (n = 2) corespunde văilor care rezultă din unirea a cel puțin două văi de ordinul 1 ș.a.m.d. În acest fel, cu cât o rețea hidrografică ajunge la notări mai mari, cu atât crește în importanță - rețeaua râului Argeș, la Pitești, este de ordinul 4 (n = 4).

Pentru rețelele hidrografice dezvoltate normal se poate stabili chiar o corelație între numărul N al ramificațiilor unei rețele și ordinul n al rețelei.

9.Elemente legate de rețeaua hidrografică

Cu excepția unor elemente deja analizate (izvor, cursul râului, gura de vărsare etc.), sistemul de râuri se mai caracterizează și prin lungimea ramificației și a rețelei hidrografice, profilul longitudinal al rețelei hidrografice, desimea ramificațiilor rețelei hidrografice, dar și ca elemente ajutătoare, precum lungimea rețelei hidrografice, coeficientul de sinuozitate, coeficientul de ramificare sau despletire, profilul longitudinal, coeficientul de regularizare etc.

9.a.Lungimea râurilor

Este distanța în kilometri (L) măsurată pe cursul apei, între izvor și vărsare. Pe hartă, poate fi determinată cu ajutorul curbimetrului sau cu un distanțier, cu o deschidere de lungime cunoscută. Deschiderea optimă a distanțierului, pentru a avea cele mai mici erori, este de 5 mm (în funcție de scara hărții).

În zona de munte, cursurile de apă au pante relativ mari, fapt pentru care lungimea măsurată pe hartă reprezintă cateta unui triunghi dreptunghic care este mult mai mică în raport cu ipotenuza. În acest caz, pentru determinarea lungimii reale (L_c), se folosește lungimea proiecției cartografice a cursului (L) raportată la cosinusul unghiului de pantă (α):

$$L_r = \frac{L_c}{\cos\alpha}.$$

În cazul bazinului râului Brățea, unde panta medie a segmentului de albie, de ordinul 1, atinge 435‰, lungimea reală a segmentelor de râu de același ordin, când se cunoaște lungimea proiecției cartografice, ar fi:

$$L_r = \frac{74,7}{0,911} = 82km.$$

O astfel de corecție este semnificativă numai pentru arterele de ordin inferior din zonele subcarpatice și de munte.

În regiunea montană diferențele sunt destul de mari și se recomandă folosirea datelor din două măsurători succesive, cu deschideri diferite ale compasului. În acest caz se recomandă utilizarea formulei:

$$l = \left[l_1 + (l_1 - l_2)\left(\frac{\sqrt{d_1}}{\sqrt{d_2 - d_1}} \right) \right] N.$$

unde:

l = lungimea râului (km);
l_1 = lungimea rezultată din prima măsurătoare;
l_2 = lungimea rezultată din cea de-a doua măsurătoare;
d_1 = deschiderea compasului la prima determinare (km);
d_2 = deschiderea compasului la cea de-a doua determinare;
N = scara hărții.

9.b.Lungimea ramificației și a rețelei hidrografice

Lungimea ramificației se măsoară ca fiind distanța desfășurată în plan orizontal, în kilometri, numerotați de la confluență și se determină pe hărțile topografice la diferite scări (1/10.000; 1/25.000 etc.) în funcție de gradul de precizie urmărit.

Lungimea L a tuturor ramificațiilor unei rețele hidrografice de ordinul n se obține cu ajutorul relației:

$$L = \sum_{1}^{N_1} l_{n=1} + \ldots + \sum_{i=1,2\ldots n-1}^{N_1} l_{n=i} + \ldots + \sum_{1}^{N_{n-1}} l_{n=n-1} + l_{n=n}$$

unde:

N_i = numărul de ramificații ale rețelei de ordinul n = i;

$\sum_{1}^{N_i} l_{n=i}$ = suma lungimilor ramificațiilor rețelei de ordinul n = i.

9.c.Profilul longitudinal al rețelei hidrografice

Reprezintă succesiunea cotelor terenului de pe fundul văilor. El se stabilește pe baza hărților topografice a căror echidistanță se alege în funcție de precizia dorită.

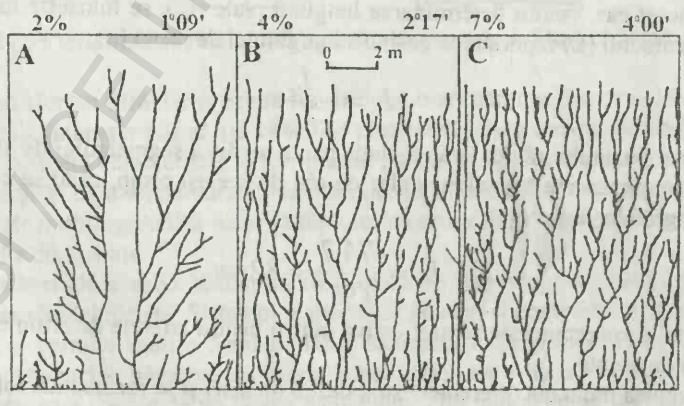
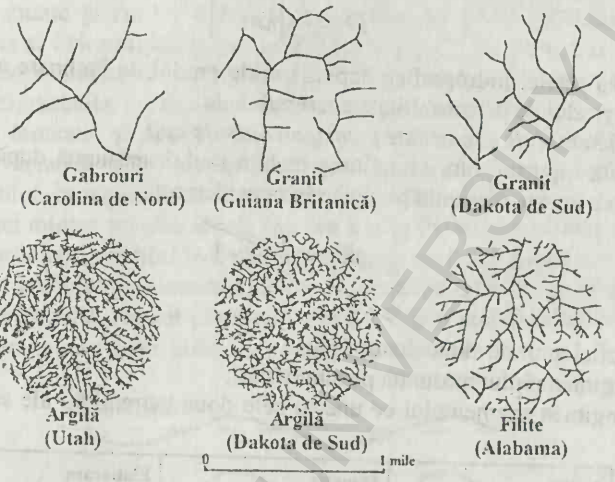


Fig.58 Densitatea rețelei hidrografice în funcție de pantă
după Mosley, 1972; Schumm et al., 1984

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

De cele mai multe ori valea cu cel mai mare ordin are şi cotele mai mici faţă de cele ale văilor afluente. Această situaţie permite văii principale să primească gravitaţional afluxul de apă a celor din urmă. Pantele sunt cu atât mai mari cu cât altitudinea este mai ridicată. Pe ansamblu, linia profilului longitudinal se prezintă ca o curbă cu concavitatea în sus. Odată cu creşterea afluxului de apă, din amonte spre aval, cresc şi secţiunile transversale ale văilor care oferă, la afluxuri specifice, pierderi hidraulice mai mici. Tocmai aceste pierderi micşorate impun pante descrescătoare pentru conducerea afluxurilor specifice.



B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE

Fig.59 Densitatea reţelei hidrografice în funcţie de duritatea rocii

9.d.Densitatea ramificaţiilor reţelei hidrografice

O reţea hidrografică colectează un volum de apă din ce în ce mai important cu cât reţeaua va avea ramificaţii mai multe şi mai lungi. Această capacitate se apreciază şi prin raportul:

$$D = \frac{L}{S}\left[km^{-1}\right]$$

unde:

D = densitatea (sau desimea) reţelei hidrografice;
L = lungimea conform ecuaţiei;
S = suprafaţa care înscrie reţeaua hidrografică.

Densitatea unei reţele hidrografice este rezultatul acţiunilor combinate a mai multor factori:

ΔA = diferenţa dintre altitudinea maximă şi cea minimă a suprafeţei [L];
q = debitul specific al apei scurse pe versanţi [LT];
k = factor de eroziune [L^{-1}*T];
ρ = densitatea apei scurse de pe versanţi [ML^{-3}];
μ = vâscozitatea dinamică [$ML^{-1}T^{-1}$];
g = acceleraţia gravitaţională [LT^{-2}].

Factorii amintiţi pot fi combinaţi într-o relaţie fără dimensiuni:

$$D = \frac{1}{\Delta} A * \varphi\left(q * k_1 \frac{q\rho\Delta A}{\mu}, \frac{q^2}{g * \Delta A} \right).$$

unde:

φ( ) = o funcție scalară care pentru o rețea hidrografică dată poate fi studiată pe baza variabilelor componente și corectată prin confruntarea cu formula:

$$D = \frac{L}{S}\left[km^{-1}\right]$$

Densitatea rețelei hidrografice depinde și de gradul de înclinare a pantei, de rezistența rocii, de timp, de gradul de permeabilitate a terenului etc.

9.e.Coeficientul de sinuozitate pentru un curs de apă

Reprezintă raportul dintre lungimea reală a râului, măsurată după toate sinuozitățile și lungimea dreptei ce unește extremitățile luate în considerare:

$$K_s = \frac{L_r}{L_d} > 1.$$

unde:

K_s = coeficientul de sinuozitate;

L_r = lungimea râului măsurată pe sinuozități;

L_d = lungimea segmentului ce unește cele două extremități ale sectorului (lungimea în linie dreaptă).

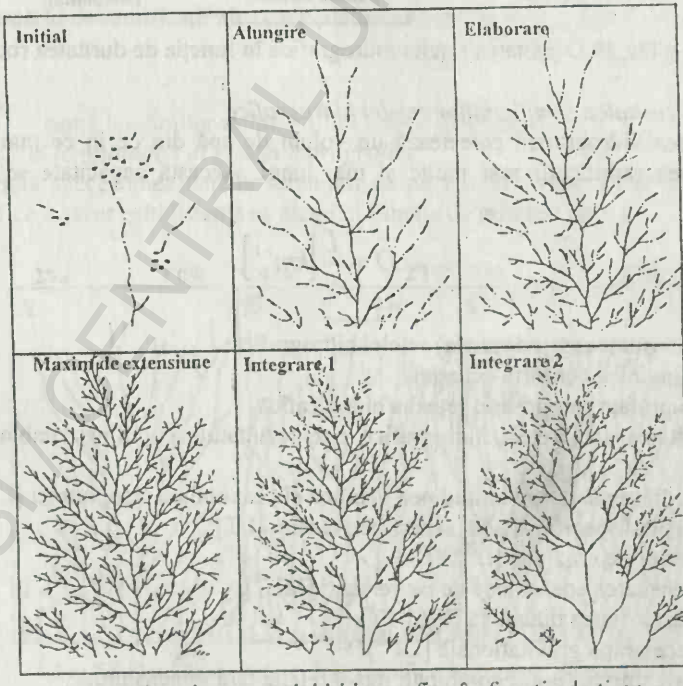


Fig.60 Densitatea rețelei hidrografice în funcție de timp

după Glock, 1931

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În zonele înalte, unde energia de relief este mare şi panta albiilor accentuată, coeficientul de sinuozitate este mic, atingând valori de 1,00-1,20. În aceste sectoare, de cele mai multe ori, valorile mari ale coeficientului de sinuozitate sunt date de inflexiunile orografice. În zonele de câmpie, coeficientul de sinuozitate creşte brusc datorită scăderii energiei de relief şi intensificării proceselor de eroziune laterală.

Cel mai mare coeficient de sinuozitate se întâlneşte la cursurile de apă de mari dimensiuni, ceea ce dovedeşte că acesta creşte proporţional cu ordinul de mărime al cursurilor.

În zona de munte şi cea subcarpatică, râul Ialomiţa are o sinuozitate de 1,05, între confluenţa cu Vulcana şi Cricovul Dulce aceasta depăşeşte 1,40, iar între confluenţa cu Prahova şi vărsare (cursul inferior) creşte la 1,83 (Zăvoianu, 1978). După Schuman, cursurile de apă pot cunoaşte diferite tipuri: răsucite, neregulate, regulate, de tranziţie, drepte.

În regiunile montane şi deluroase, configuraţia reliefului face ca râul să prezinte un traseu sinuos. Când versanţii văii coboară direct până la malul apei, sinuozitatea acesteia este aceeaşi cu cea a cursului. În regiunile de câmpie, cu luncă dezvoltată, cursul meandrează pe fâşii largi şi lungimea albiei minore nu este aceeaşi cu cea a văii. Pentru deosebirea celor două situaţii se calculează doar coeficienţi privitori la sinuozitatea topografică şi sinuozitatea hidraulică.

Ca urmare a gradului de sinuozitate, râurile pot avea diferite stadii de evoluţie: drept, tranziţional, regulat, neregulat, răsucit (Schumm, 1963). Pentru stabilirea valorii aproximative a coeficientului de sinuozitate se poate utiliza şi un tabel comparativ.

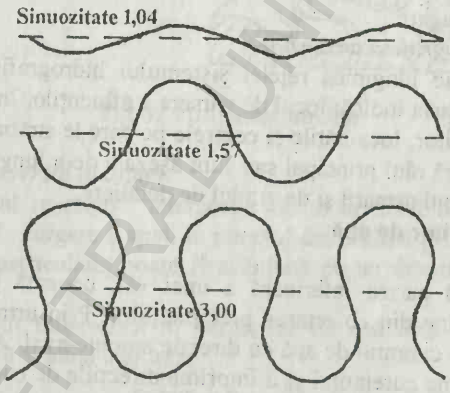


Fig.61 Albii rectilinii şi meandrate
după Schumm, 1977

Coeficientul sinuozităţii topografice (C_{st}) este raportul dintre lungimea cursului pe axul văii (L_v) şi lungimea în linie dreaptă între punctele extreme (L_d):

$$C_{st} = \frac{L_v}{L_d}$$

Coeficientul în cauză este specific cursurilor din regiunile muntoase şi deluroase unde configuraţia reliefului este rezultanta geologiei şi evoluţiei paleogeografice.

Coeficientul sinuozităţii hidraulice (C_{sh}) este specific râurilor din regiunile joase, cu pante mici, în care cursurile de apă pendulează de la un mal la altul ca urmare a eroziunii laterale

dominante. Pentru determinarea abaterilor de la linia dreaptă se măsoară lungimea cursului pe linia talvegului (L_c) şi lungimea în linie dreaptă dintre punctele extreme (L_d):

$$C_{sh} = \frac{L_c}{L_d}.$$

Cursurile foarte meandrate pot avea şi valori ale sinuozităţii de 4. La valori mai mici de 1,5 sunt cursuri sinuoase, iar la valori mai mari sunt cursuri meandrate.

9.f.Coeficientul de ramificare al râurilor

În diferite stadii de evoluţie, râurile prezintă o serie de braţe laterale care închid între ele grinduri sau ostroave. Valoarea acestei ramificaţii se exprimă printr-un coeficient ce se obţine ca raport între suma lungimii braţelor şi lungimea cursului, considerată de-a lungul albiei principale (A-B). Acest coeficient poate fi exprimat prin relaţia:

$$K_d = \frac{l_1 + l_2 + l_3 + ... + l_{n-1} + l_n + L}{L}.$$

unde:

K_d = coeficientul de ramificare;

l_1, l_2, l_3... = lungimea braţelor secundare (laterale);

L = lungimea albiei principale (de la A la B).

Coeficientul de ramificare este necesar în studierea evoluţiei albiei şi în calcularea volumului lucrărilor de dragare.

9.g.Schema hidrografică a râurilor

Când se cunoaşte lungimea reţelei sistemului hidrografic se poate întocmi schema hidrografică a râului. Aceasta indică: locul de vărsare a afluenţilor în râul principal, distanţa de la izvoare, lungimea afluenţilor, localităţile şi centrele pe care le străbate râul, precum şi o serie de construcţii care traversează râul principal sau sunt aşezate de-a lungul său. Scara de reprezentare se alege în funcţie de scopul urmărit şi de gradul de detaliere.

10.Albia cursurilor de apă

10.a.Definiţie

Albia reprezintă partea inferioară a unei văi, ocupată permanent sau temporar de curentul de apă ce provine din colectarea precipitaţiilor. Prin urmare, albia formează suportul solid pe care vehiculează curentul de apă cu direcţie amonte-aval. Aşezată pe structuri geologice tari, albia modelează forma curentului şi îi imprimă direcţiile de curgere; pe structuri aluvionare, curentul de apă (prin erodări şi depuneri), îşi modelează singur albia pentru a corespunde legilor sale de mişcare.

Albia unui curs de apă este determinată hidrografic prin profile transversale, longitudinale şi forma în plan orizontal. Din punct de vedere dinamic, în cadrul albiei, rugozitatea şi granulometria pereţilor sunt elemente hidraulice care completează caracteristicile albiilor.

Una din cele mai generale clasificări pentru albiile de râu este în funcţie de alcătuirea geologică a regiunii pe care o străbat cursurile de apă. În acest caz se disting: albii în roca în loc; albii semicontrolate de roca în loc; albii aluviale.

Albiile care se adâncesc în roca în loc au patul şi malurile alcătuite din rocă dură, fapt pentru care sunt mai stabile. Cele din a doua categorie numai local sunt formate în roca în loc, în rest se manifestă în depozitele aluviale; cele mai multe dintre albiile existente sunt aluviale (au

BCU "I.ST.CAVAFY" UNIVERSITY LIBRARY

patul şi malurile alcătuite din materiale transportate de râu şi depuse pe fundul văilor). Albiile aluviale sunt şi cele mai instabile, dată fiind rezistenţa slabă a subtratului la eroziune.

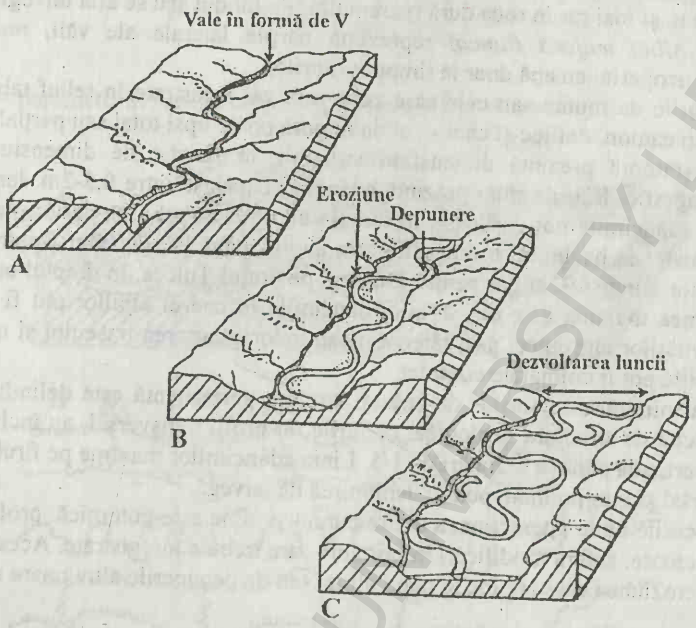


Fig.62 Formarea luncilor

10.b.Profilul transversal al albiei

Profilul transversal reprezintă intersecţia râului la nivel maxim cu un plan vertical, perpendicular pe direcţia de curgere a apei, în punctul dat. Forma profilului transversal al albiei, numai în anumite cazuri particulare, poate fi asimilată cu un dreptunghi, trapez, parabolă sau combinaţii cu acestea.

De regulă, profilul transversal al cursurilor de apă este destul de neregulat, la el distingându-se: albia minoră şi albia majoră.

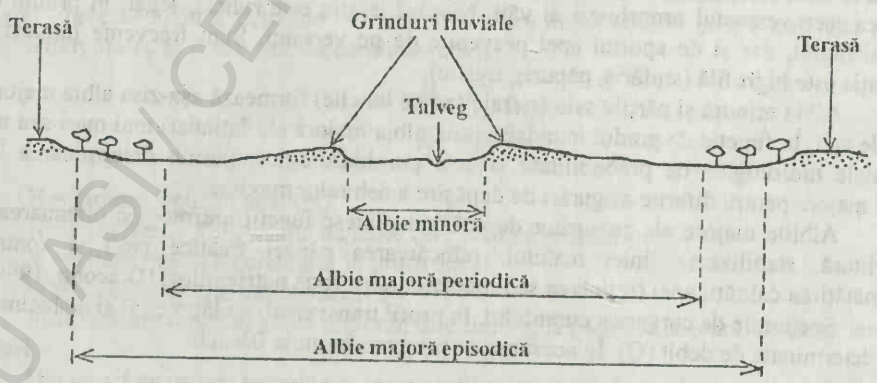


Fig.63 Elementele unei văi

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

10.b.1.Albia minoră (principală) reprezintă partea mai adâncă a văii, acoperită permanent cu apă, unde părțile laterale pot avea apă numai o anumită parte din an. Este săpată, de obicei, în aluviuni și mai rar în roca dură (parentală). Pe fundul său se află talvegul.

10.b.2.Albia majoră (lunca) reprezintă părțile laterale ale văii, mai dezvoltate în suprafață. Sunt acoperite cu apă doar în timpul viiturilor.

La râurile de munte sau cele care curg prin văi încastrate în relief tabular sau cu roci dure – văi de tip canion, defilee și chei - , albia majoră poate lipsi total sau parțial.

Albia minoră prezintă dimensiuni variabile în funcție de dimensiunea rețelei și a bazinului hidrografic. Râurile mici prezintă adâncimi cuprinse între 0,5-2m, iar cele mari de 4-5m. La fluvii, adâncimile pot varia atât în funcție de tipul cursului (superior, mijlociu, inferior), cât și de dimensiunea bazinului hidrografic: pot ajunge până la 90-100m. Pentru Amazon, albia în cursul inferior atinge –92m, iar pentru Dunăre, pe brațul Tulcea, în dreptul orașului cu același nume, adâncimea maximă este de –41m. Adâncimile în cadrul albiilor pot fi modificate și ca urmare a activităților antropice, prin tăierea meandrelor, scurtarea traseului și mărirea pantei. În faza finală albiile pot fi colmatate complet.

Albia minoră a cursurilor de apă cu curgere permanentă este delimitată de cele două maluri. În funcție de structura geologică, malurile, în profil transversal, au înclinări care variază de la poziția verticală până la înclinări de 1/5. Linia adâncimilor maxime pe firul albiei minore, în profil transversal și longitudinal, poartă denumirea de talveg.

În locurile unde interacțiunea dintre curent și albie este puternică, profilele transversale, pe anumite sectoare, suferă modificări importante care trebuie înregistrate. Aceste modificări sunt provocate de eroziunea care are loc în patul albiei sau de depunerile aluvionare când acesta suferă o ridicare.

În secțiunea transversală albia majoră dispune de trei zone distincte:

- o zonă înălțată, față de albia minoră și luciul apei, ce prezintă înălțimi de la câțiva centimetri până la 2-3m și chiar mai mult; este situată în imediata apropiere a luciului de apă și poartă denumirea de *grinduri fluviale (longitudinale)*. Înălțarea lor se datorează aluvionării din timpul viiturilor;
- o zonă de tranziție, mai coborâtă și mai netedă, cunoscută sub numele de *lunca centrală*. Ocupă cea mai mare suprafață din cadrul luncii;
- zona cea mai joasă, alungită, situată între lunca centrală și versant, poartă încă amprenta unor vechi albii minore. Este cunoscută sub numele de *lunca preterasă* și mijlocește trecerea spre versantul propriu-zis al văii. Nivelul freatic este ridicat, legat, în primul rând, de nivelul râului, dar și de aportul apei provenite de pe versanți. Sunt frecvente înmlăștinirile și vegetația este higrofilă (stufăriș, păpuriș, trestie).

Albia minoră și părțile sale laterale (adică luncile) formează așa-zisa albia majoră a unui curs de apă. În funcție de gradul inundabilității, albia majoră are întinderi mai mari sau mai mici. Calculele hidrologice de probabilitate și cele pur hidrologice, permit determinarea întinderii albiei majore pentru diferite asigurări de depășire a debitelor maxime.

Albiile majore ale cursurilor de apă îndeplinesc funcții hidrologice (atenuarea undelor de viitură, stabilizarea liniei malului, reîncărcarea pânzei freatice etc.) și contribuie la îmbunătățirea calității apei (reținerea sedimentelor, absorbția nutrienților) (Diaconu, 1999).

Secțiunile de curgere a curentului, în profil transversal, au lățimea B și adâncimea medie Y_{med} determinate de debit (Q). În acest caz se propune formula Blanch:

$$B = \left(\frac{\alpha}{\beta} Q\right)^{\frac{1}{2}}; \; y_{med} = \left(\frac{\beta^2}{\alpha} Q\right)^{\frac{1}{3}}.$$

unde:

α şi β = parametri în funcţie de granulozitatea şi forma profilului.

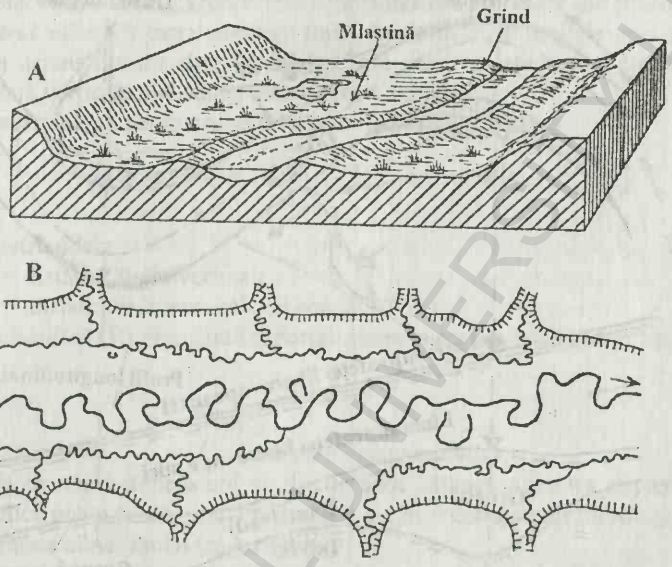


Fig.64 Lunca în profil transversal (A) şi plan (B)

Linia oglinzii apei din profilul transversal al albiei nu este perfect orizontală deoarece există în masa de apă o serie de curenţi secundari. În timpul debitelor mari, pe sectoare rectilinii, suprafaţa liberă a apei capătă o formă convexă, cu cote mai ridicate către centrul albiei; la debite mici suprafaţa liberă a apei devine concavă, cu cote mai ridicate spre maluri. Profilul oglinzii de apă este modificat în funcţie de morfologia patului. Pe sectoarele în curbă (cele meandrate) linia suprafeţei libere se înclină, deţinând cote mai mari spre malul concav şi mai coborâte la malul convex. Diferenţa Δ_y se poate calcula conform relaţiei:

$$\Delta_y = \frac{B}{R} * \frac{V^2}{g} [m]$$

unde:

B = lăţimea oglinzii apei (m);
R = raza medie a sectorului de albie care conţine profilul (m);
V = viteza media a curentului în profil (m/s);
G = acceleraţia gravitaţională (m/s^2).

Profilul transversal al albiei unui râu este limitat, la partea inferioară, de fund, iar lateral, de maluri.

Din punct de vedere hidrologic, la un profil transversal, în mod obişnuit, se disting:
- suprafaţa secţiunii transversale a albiei până la nivelul maxim;

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- suprafaţa secţiunii transversale a albiei la un moment dat. În cadrul acestei suprafeţe se disting: o secţiune cu spaţiu activ şi alta cu spaţiu inactiv (când râul este fără pod de gheaţă); în cazul în care râul prezintă un strat de gheaţă, se deosebesc: secţiunea activă, spaţii inactive, secţiunea năboiului (gheaţă spongioasă netransparentă), secţiunea gheţii, secţiunea zăpezii, uneori secţiunea cu aer cuprins între podul de gheaţă (suspendat) şi nivelul râului.

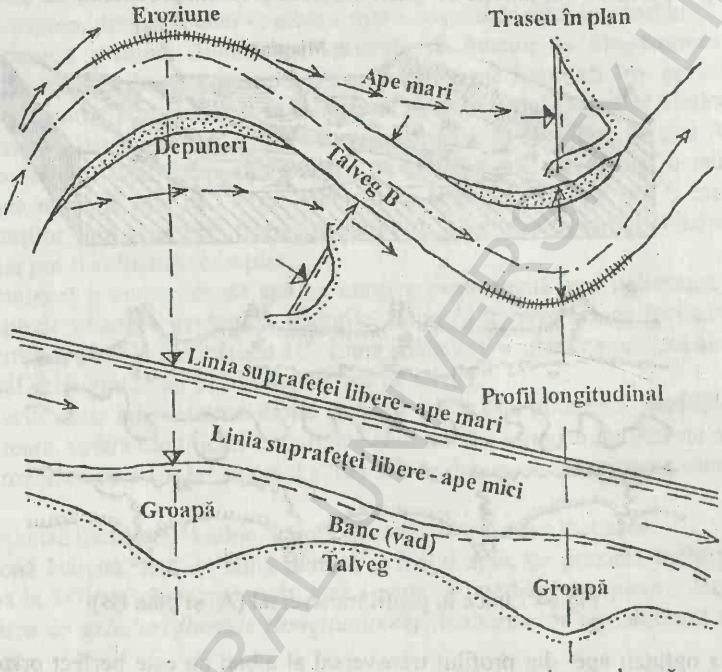


Fig.65 Profilul transversal şi forma plană a unui curs de apă

a. Suprafaţa totală a secţiunii reprezintă suprafaţa limitată de fundul albiei râului şi linia nivelului maxim.

b. Suprafaţa activă reprezintă partea din suprafaţa secţiunii în care se pune în evidenţă mişcarea apei.

c. Suprafaţa inactivă reprezintă partea secţiunii în care nu este evidentă mişcarea (viteza este nulă).

Secţiunea activă a râului se caracterizează printr-o serie de elemente morfometrice:

- *Suprafaţa secţiunii active* (ω) este determinată pe baza adâncimilor măsurate în teren, după ce în prealabil s-a întocmit un grafic al secţiunii transversale a albiei.

Valoarea suprafeţei se poate determina prin planimetrare sau pe cale analitică, prin însumarea suprafeţelor parţiale:

$$\omega = \frac{h_1}{2} * b_1 + \frac{h_1 + h_2}{2} + b_2 + \ldots + \frac{h_{n-1} + h_n}{2} * b_{n-1} + \frac{h_n}{2} * h_n [m^2.]$$

BCU MS CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- *Lățimea râului* (B) reprezintă distanța dintre punctele extreme ale apei pe profilul transversal (dintre maluri la contactul cu apa).

- *Adâncimea medie* (h_{med}) reprezintă raportul dintre suprafața secțiunii transversale și lățimea râului:

$$h_{med} = \frac{\omega}{B}[m]$$

- *Adâncimea maximă* (h_{max}) reprezintă adâncimea cea mai mare din profilul ridicat.

- *Perimetrul udat* (P) este lungimea liniei fundului între limitele apei pe profil, adică suma ipotenuzelor triunghiurilor dreptunghiulare ale căror catete sunt date de diferența de adâncime dintre două verticale și distanța dintre aceste verticale.

Pentru determinarea perimetrului udat se utilizează formula:

$$P = \sqrt{b_1^2 + h_1^2} + \sqrt{b_2^2 + (h_2 - h_1)^2} + ... + \sqrt{b_n^2 + h_n^2}[m]$$

unde:

P = perimetru udat;

b_1, b_2, b_n = distanța dintre verticale;

h_1, h_2, h_n = adâncimea în verticale de sondaj.

- *Raza hidraulică* (R) reprezintă raportul dintre suprafața secțiunii (ω) și perimetru udat (P):

$$R = \frac{\omega}{P}.$$ (este un element teoretic).

La râurile de mari dimensiuni și fluvii, unde lățimea acestora depășește adâncimea medie, raza hidraulică poate fi substituită adâncimii medii. Pentru studii hidrologice se utilizează și rezistența la frecare a albiei râului (rugozitatea).

- *Rugozitatea absolută* (ρ) reprezintă valoarea medie a depășirii asperităților de pe fundul râului față de curba medie continuă a fundului.

Raportul dintre rugozitatea absolută și adâncimea medie a cursului de apă reprezintă *rugozitatea relativă*, care este invers proporțională cu adâncimea.

Rugozitatea, în general, influențează în mod direct viteza de curgere a apei în râu și este proporțională cu asperitățile albiei. În funcție de aceasta se manifestă diferit și modalitățile de transport ale încărcăturii solide din cadrul râurilor.

10.c.Profilul longitudinal al râurilor

Profilul longitudinal al râurilor imprimă apelor curgătoare unul din cele mai interesante caractere. El reprezintă transpunerea în plan vertical a liniei talvegului și a liniilor suprafeței libere la anumite asigurări ale debitului.

Panta unui râu este invers proporțională cu debitul de apă scurs (Gilbert, 1877). Printre cercetătorii care au adus contribuții importante la analiza acestui domeniu se pot remarca: Ivanovici (1940), Ivanov (1952), Makaveev (1955), Hack (1957), Birot (1961), Zăvoianu (1978) etc.

Forma profilelor, în special concavitatea lor, mai mult sau mai puțin accentuată, este rezultanta mai multor factori:

- concentrarea debitului colectat de rețeaua de drenaj într-o singură albie, care are ca rezultat creșterea capacității de transport a cursului principal;

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

- uzura aluviunilor care le determină micşorarea dimensiunii; se produce în orice sector de râu. Prin diminuarea granulozităţii pot fi antrenate mai uşor în mişcare;

- panta versanţilor, pentru orice bazin hidrografic, scade din amonte spre aval, cu influenţe, în primul rând, asupra dimensiunii materialelor pe care versanţii le dă albiilor (Birot, 1961).

Pentru caracterizarea profilului longitudinal s-a propus încadrarea acestuia într-un dreptunghi de înălţime (H) egală cu altitudinea izvorului de la confluenţă şi lungimea (L) identică cu lungimea râului (Ivanov, 1952). Patrulaterul este împărţit în două de profilul longitudinal reprezentat. Pentru caracterizarea formei profilului se determină suprafaţa de deasupra (S_s) şi cea de sub linia profilului (S_i). Raportul dintre cele două redă forma profilului (I_p):

$$I_p = \frac{S_s}{S_i}.$$

Când valoarea indicelui este >1, profilul are configuraţie concavă, ceea ce demască că este evoluat. Când valoarea este egală cu unitatea, profilul este drept. Când este <1, devine convex şi presupune existenţa unui traseu tânăr.

Dacă se are în vedere că profilul longitudinal al unui curs de apă reprezintă o succesiune de puncte a căror poziţie spaţială este dată de altitudine şi de distanţa de la izvor sau de la vărsare, înseamnă că forma lui depinde de aceste două elemente şi de factorii care le determină (Zăvoianu, 1978). Un rol foarte important revine rocilor care intră în alcătuirea regiunii, evoluţiei paleogeografice şi mişcărilor tectonice negative sau pozitive.

Cu toate că este de mare folos pentru hidrologie şi geomorfologie, analiza profilelor longitudinale rămâne încă destul de greoaie. Cauza principală o constituie marea complexitate a fenomenelor din albie, ca domeniu de interferenţă între procesele geomorfologice, hidrologice şi hidraulice. Numărul de factori care concură la realizarea unei anumite forme a profilului longitudinal este destul de mare şi nu s-a găsit încă metoda de determinare a ponderii pe care o are fiecare.

Un element important al profilului longitudinal este panta. Ea poate da informaţii asupra puterii erozive a cursului de apă. Rezultă din raportul diferenţei de nivel dintre două puncte date (H_1 şi H_2) şi distanţa dintre ele (L).

Dacă raportul se obţine cu valori reale, se calculează panta în m/km sau ‰; când se transformă valorile în aceleaşi unităţi de măsură, se obţine valoarea dimensională a pantei.

Evoluţia profilului longitudinal al râurilor este în strânsă dependenţă cu: natura şi structura geologică, regimul climatic, gradul de evoluţie al văii, debitul râului, intervenţia antropică etc. Pentru râurile cu caracter torenţial, sau cele situate în structuri geologice variate, profilul longitudinal se prezintă în trepte. Apariţia accidentelor se explică prin faptul că râul, în evoluţia sa, nu a avut suficient timp să-şi erodeze patul deoarece curge peste roci cu rezistenţă diferită. Treptelor din profilul longitudinal le corespund, pe cursul principal, cascadele, repezişurile etc.

10.c.1.Cascada apare, de obicei, în regiunile faliate sau unde structura geologică este diferită. Profilul longitudinal al râului prezintă o cădere importantă pe verticală. În cazul cascadelor, eroziunea nu se face liniar, ci prin fenomenul de evorsiune. Apa care cade de la diferite înălţimi dă naştere unor vârtejuri. Acestea antrenează pietrişuri şi nisipuri care contribuie, la rându-le, la accentuarea eroziunii şi formarea unor marmite sau bulboane ce se lărgesc treptat

şi duc la subminarea albiei şi prăbuşirea pachetelor de straturi rămase fără suport. Eroziunea regresivă, în acest caz, este foarte puternică şi tinde să atenueze abruptul.

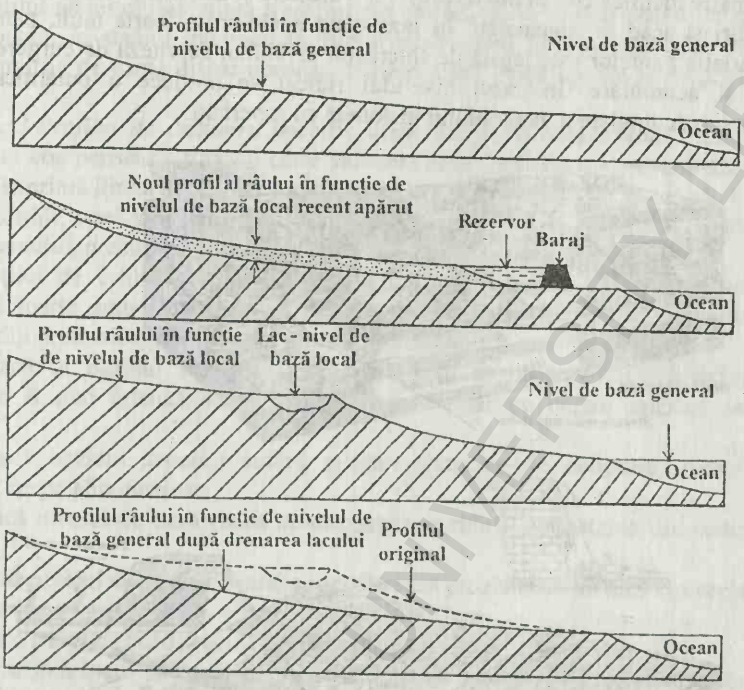


Fig.66 Evoluţia unui profil longitudinal după ridicarea unui baraj şi drenarea unui lac
după Tarbuck, Lutgens, 1993

Prin evoluţia regresivă a cascadei, profilul râului se transformă în repeziş; faza intermediară spre repeziş este reprezentată de pragurile care pot apărea pe traseul unui profil longitudinal, fie izolat, fie succesiv. Pe repeziş, apa nu mai cade vertical, ci pe trepte structurale mici sau pe un plan înclinat: Angel, pe râul Caroni (Venezuela), cu o cădere de 978m; Victoria, pe Zambezi, cu 122m; Niagara, între Canada şi S.U.A., cu 50m; Bâlea, în Munţii Făgăraş; Vânturişu, în Munţii Bucegi; Duruitoarea, în Munţii Ceahlăului etc.

Repezişurile sunt sectoare ale cursului de apă, cu pante accentuate, cauzate de structura geologică, unde scurgerea este rapidă.

Pragurile sunt sectoare ridicate de pe fundul albiei minore, care produc o creştere a vitezei de curgere din cauza reducerii adâncimii. Apar în locurile cu roci dure sau de depunere a materialului aluvionar.

Profilul longitudinal al oglinzii apei se apropie de cel al albiei propriu-zise. Deosebirea constă în faptul că profilul albiei prezintă mai multe denivelări datorate rugozităţii, depunerilor aluvionare, structurii geologice etc.; cel al apei este mai accentuat.

10.c.2.Curba profilului longitudinal a suprafeţei apei se găseşte în raport direct cu variaţiile de nivel ale acesteia. Pentru nivelurile foarte scăzute profilul longitudinal al apei capătă aspectul unor trepte care coboară spre gura de vărsare. Odată cu creşterea debitului, apa se va

revărsa peste praguri, cu viteze mici, producând repezişuri, acoperind astfel întreaga albie. În sectoarele cu concavităţi, viteza apei este mică, în timp ce deasupra pragurilor viteza este mai mare (aproximativ identică cu cea din talveg). La o creştere şi mai mare a debitului, pantele albiei cresc la praguri şi scad la concavităţi. În faza când apele cresc foarte mult, pantele albiei se nivelează. Variaţia pantelor este legată de fluctuaţia nivelului, de viteza de curgere, de procesul de eroziune şi acumulare. În cazul nivelului ridicat se produce o puternică eroziune a concavităţilor şi o acumulare a materialului în zonele cu asperităţi.

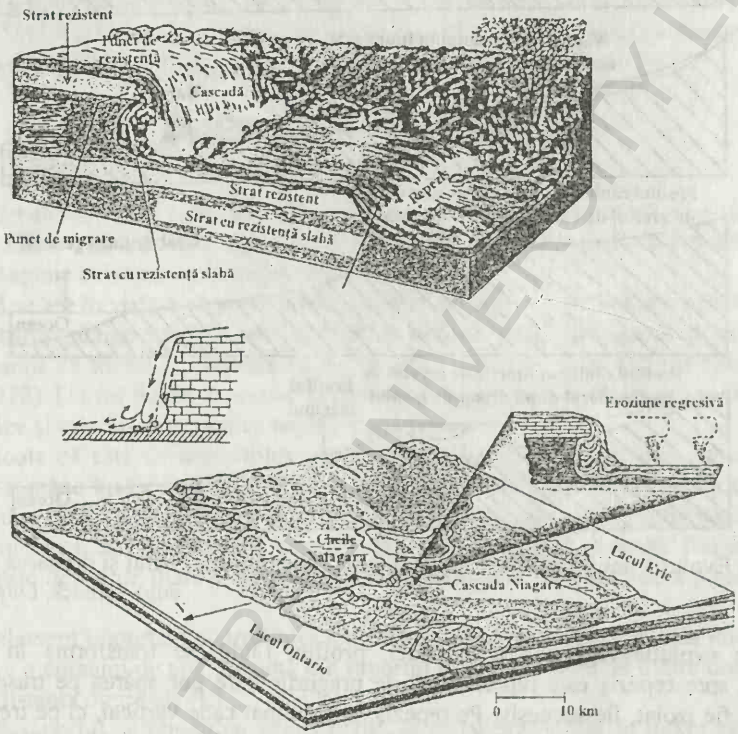


Fig.67 Eroziunea regresivă specifică cascadei Niagara
după Hamblin, 1992

Panta unui râu poate fi studiată sub două aspecte: panta albiei şi panta oglinzii.

Panta râului reprezintă raportul dintre altitudinea punctului de izvor şi a celui de vărsare şi lungimea râului. Valoarea pantei rezultă din formula:

$$I = \frac{H_1 - H_2}{L}.$$

unde:

I = panta;
H_1 = cota nivelului punctului superior;
H_2 = cota nivelului punctului inferior;
L = distanţa dintre puncte.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cu cât diferența de nivel dintre cele două extreme ale râului este mai mare, cu atât panta este mai accentuată. Valoarea pantei se exprimă în grade, metru pe metru sau metru pe kilometru.

Profilul albiei râului suferă transformări evolutive: în stadiul inițial prezintă o serie de rupturi de pantă; în stadiul intermediar, rupturile de pantă se atenuează; în stadiul evoluției avansate, rupturile de pantă dispar aproape complet (râul poate ajunge la un profil de echilibru ideal).

10.c.3.Profilul de echilibru specific unui râu se realizează atunci când eroziunea și acumularea se compensează, tinzând către valoarea zero. Noțiune matematică abstractă, profilul de echilibru exprimă limita de acțiune a râului care se găsește foarte rar în natură. El poate fi atins doar în condițiile unei stabilități a nivelului de bază, adică a lipsei mișcărilor tectonice în cuprinsul bazinului, precum și a uniformității îndelungate a climatului.

Profilul de echilibru este redat de o curbă parabolică, mai accentuată în regiunea izvoarelor și foarte domoală spre gura de vărsare. În cadrul profilului, chiar dacă se mențin aceleași condiții climatice, se produc și unele schimbări:

- dacă în bazinul superior (alpin) al râului se produc mișcări tectonice pozitive, eroziunea va fi mai intensă în regiunea izvoarelor, iar pe cursul inferior se va accentua colmatarea;
- dacă bazinul superior suferă mișcări tectonice de coborâre, ritmul eroziunii se domolește și crește aluvionarea;
- dacă nivelul de bază (baza de eroziune) se ridică, colmatarea din bazinul inferior se mărește;
- dacă nivelul de bază coboară, se accelerează eroziunea, mai ales cea regresivă, inclusiv pe cursul inferior.

10.d.Nivelul de bază (baza de eroziune)

Reprezintă locul de confluență sau de vărsare a unui râu într-un bazin lacustru, marin sau oceanic. Nivelurile de bază pot fi:

- generale (date de oceane);
- legate de mările continentale (Marea Neagră, Marea Caspică);
- locale (date de confluența a două râuri).

10.e.Configurația în plan a râurilor

În funcție de configurația în plan a cursurilor de apă se pot distinge trei tipuri majore de albii (Leopold, Wolman, Miller, 1964): rectilinii; meandrate; împletite.

10.e.1.Albiile rectilinii

"Albiile de râu cu traseu drept sunt atât de rare încât aproape că nu există" (Leopold, Wolman, 1957). În totalul general al albiilor, ele dețin o pondere foarte redusă. Segmentele drepte de albie rareori depășesc de zece ori lățimea albiei minore. Rectiliniaritatea este considerată o stare temporară în comportarea albiilor, comparativ cu meandrarea, care este o stare des întâlnită în natură (Langbein, Leopold, 1966). Convențional, se consideră rectilinie, albia cu indicele de sinuozitate mai mic de 1,1 (Schuman, 1977; Richards, 1982) sau 1,5.

Ca urmare a studiilor întreprinse asupra morfologiei curgerii apei, ratei transportului aluvionar, faciesului de albie etc. s-a demonstrat și accentuat starea de "temporalitate" a albiilor drepte în devenirea lor spre tipul meandrat (Leopold, Wolman, 1957; Langbein, Leopold, 1966; Leopold, 1982). La nivelul morfologiei albiei s-a arătat că:

- deși albia, în plan, este dreaptă, talvegul are un traseu sinuos;
- secvența vaduri-adâncituri se organizează după aceleași legi ca în râurile meandrate sau împletite.

Morfologia apei este controlată de fenomenul cunoscut sub numele de "circulația secundară" a apei, care se suprapune peste circulația principală, în direcția aval, aceasta fiind cauzată de:

- crearea turbulenței datorată neregularității malurilor;
- diferența de densitate cauzată de variațiile temperaturii sau concentrației de aluviuni;
- interacțiunea curgerii cu spațiile "moarte" din colțurile secțiunilor transversale ale albiilor.

Traseul rectiliniu, odată instalat, se caracterizează printr-o stabilitate morfologică mare datorată capacității erozive limitate a albiilor în perimetrul lor; eroziunea malurilor se manifestă doar acolo unde se produce divergența în jurul vadului, iar eroziunea patului se produce unde are loc convergența curgerii în adâncuri. Albiile rectilinii reflectă condiții de stabilitate relativă și din punct de vedere al alcătuirii granulometrice. Patul albiilor este alcătuit, în general, din material grosier (pietriș, bolovăniș) pe care râul, cu sinuozitate și putere scăzută de transport, nu-l poate pune în mișcare.

10.e.2.Albiile meandrate

Traseele în plan relativ stabil al albiilor de râu, formate într-un pat aluvionar, este traseul meandrat determinat de acțiunea eroziunii laterale. Sinuozitățile formate de râuri poartă denumirea de meandre și se formează datorită râurilor care în deplasarea lor lovesc malurile; repetabilitatea fenomenului determină eroziunea malurilor, transportul materialului desprins și depunerea acestuia. Prin eroziune se generează concavități, iar prin acumulare, bancuri de nisip sau pietriș în malul convex.

Denumirea de "meandru", cu semnificația de curs sinuos, derivă de la hidronimul Maiandros (menționat pentru prima dată în Iliada lui Homer), dat unui râu din regiunea Anatoliei (Asia Mică). Primul studiu asupra râului Maiandros (Russell, 1954) s-a efectuat mult mai târziu, după ce s-a folosit deja denumirea în definirea râurilor sinuoase. Câteva lucrări din secolul al XIX-lea și începutul secolului XX au consacrat o mare parte din informații acestei terminologii (Adamis, 1848; Miller, 1883; Davis, 1902; Jefferson, 1902). Folosirea termenului "meandru" se datorează nu atât cunoașterii râului anatolian, ci mai curând hidronimului grecesc "maiandros" care, în traducere liberă, înseamnă "fluviu din Caris, celebru prin sinuozitățile sale". "*Andros*", în greacă, înseamnă râu sinuos.

Primele cercetări sistematice asupra albiilor meandrate au fost întreprinse de Davis (1902) și Jefferson (1902); acesta din urmă remarcând o puternică corelație între lungimea maximă a meandrelor și lungimea albiei. Inglis (1947) a introdus conceptul de lungime de undă. Contribuții importante au mai fost aduse de: Friskin (1945), Russell (1954), Dury (1954), Sundborg (1956), Leopold, Wolman (1957, 1960) etc. Râurile cu un coeficient de sinuozitate de 1,5 (1,1) sau mai mare sunt considerate ca fiind meandrate; cele sub acest coeficient sunt considerate ca fiind drepte.

10.e.2.1.Cauzele formării meandrelor sunt multiple și până astăzi nu s-a ajuns la o explicație unanimă.

Rotația Pământului ține cont de efectul Forței Coriolis care ar sta la geneza meandrelor. Teoria a fost pusă la punct de Eakin (1910) și susținută de Lacey (1922, 1923), Chateley, Herbert (1958), Quaraishy (1943), Neu (1967) etc. Din păcate, ipoteza prezintă și unele deficiențe:

- și râurile din preajma ecuatorului sunt meandrate deși, ele ar trebui să fie rectilinii deoarece efectul rotației este nul;
- efectul rotației ar trebui să fie neglijabil la cursurile de apă de mici dimensiuni, dar și acestea prezintă meandre.

Eroziunea malurilor sau alte perturbaţii locale. Mattes (1941) emite ipoteza cum că "orice perturbaţie locală apărută în calea curentului (aflux lateral de debit, eroziunea neuniformă a malurilor, obstacole etc.) are ca efect apariţia unei tendinţe de meandrare a traseului albiei, care se propagă spre aval".

Stabilitatea dinamică a curgerii. Hansen (1967) ajunge la concluzia că partea imaginară a expresiei care defineşte perturbaţia în cadrul patului iniţial al albiei este întotdeauna mai mare ca zero. Acest fapt indică existenţa unei tendinţe continui de meandrare a curentului.

Condiţiile topohidrografice. Meandrarea albiilor poate fi cauzată şi de neconcordanţa existentă pe unele sectoare ale cursurilor de apă, între caracteristicile hidraulice ale curentului şi condiţiile topografice locale.

Curenţii secundari. Când albia cursurilor de apă are maluri alcătuite din materiale uşor erodabile, acestea cedează rapid la acţiunea curenţilor secundari, formându-se astfel o multitudine de perturbaţii locale şi se dezvoltă în timp, transmiţându-se totodată în aval. În plan vertical, un asemenea fenomen are loc doar în cazul în care numai patul albiei este erodabil.

Principiul maximizării şi minimizării pierderilor de energie. Ipoteza maximizării pierderilor de energie consideră că prin meandrare, cursurile de apă îşi disipează surplusul de energie, gradul de sinuozitate fiind cu atât mai mare cu cât râul are o energie disponibilă mai mare (Jefferson, 1902; Inglis, 1947; Schoklitsch, 1950).

Ipoteza minimizării pierderilor de energie consideră că meandrele albiilor râurilor corespund principiului disipării minime a energiei curentului (Velicanov, 1958, 1962; Langhein, Leopold, 1966).

10.e.2.2.Terminologie şi definiţii

Pentru analiza unui curs sinuos de apă, unitatea morfometrică de bază o constituie bucla sau bucla de meandru. Delimitarea buclelor se face prin extremitatea corzilor cu continuitate de la o buclă la alta. Forma în plan a unei bucle se caracterizează prin:

- lungimea buclei (c) – corespunde lungimii corzii buclei;
- înălţimea buclei (h) – este perpendiculara dusă din centrul corzii până la intersecţia cu axa albiei (la ape medii); corespund în acelaşi timp şi cu axa buclei;
- raza buclei (r) – reprezintă raza arcului de cerc în care se înscrie bucla;
- alungirea sau aplatizarea buclei – este definită ca fiind raportul dintre lungimea şi înălţimea buclei (c/h);
- sinuozitatea buclei sau indicele de sinuozitate – reprezintă raportul dintre lungimea albiei râului, măsurată între punctele de intersectare a corzii şi lungimea corzii;
- orientarea buclei – este dată de azimutul axei buclei şi redă direcţia de migrare a buclelor;
- apexul buclei – este punctul de intersecţie dintre înălţimea buclei şi malul concav;
- punctul de inflexiune – locul de legături între două bucle pe axa albiei (centroid);
- lungimea de undă sau pasul (λ sau L) – distanţa măsurată în linie dreaptă între capetele extreme ale celor două bucle;
- amplitudinea (A) – distanţa măsurată perpendicular pe lungimea meandrului, care oferă o imagine a lăţimii fâşiei active de meandru.

Ca urmare a faptului că în malul concav are loc un proces de eroziune, adică o avansare a albiei spre aval, iar în malul convex un proces de acumulare, meandrul avansează continuu modificându-şi traseul.

La debite normale şi mici, curentul principal al albiei curge prin albia minoră; la ape mari, curentul principal depăşeşte nivelul albiei minore şi se etalează pe o suprafaţă mult mai

mare în funcție de debit. În profil transversal adâncimile din dreptul malului concav sunt mari și cele din dreptul malului convex sunt mici.

10.e.2.3.Principalele tipuri de curbe ale buclei:

- simple-simetrice (au doar un segment constant de curbură);
- bucle simple-asimetrice (au doar două segmente cu curbură constantă, dar lungimea corzii uneia dintre ele este mai mică decât raza);
- bucle compuse (pot fi simetrice sau asimetrice și includ două sau mai multe bucle simple a căror curbură poate fi "comună", dar nu obligatoriu direcționată pe aceeași parte a râului).

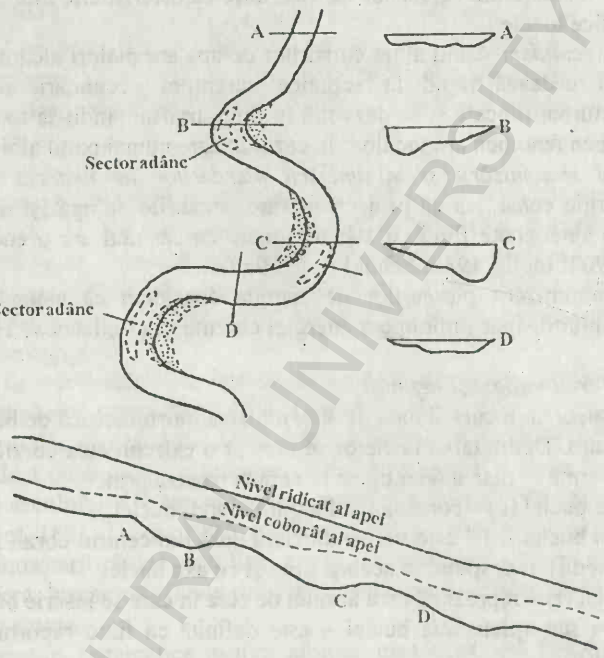


Fig.68 Variația adâncimii apei pe diferite sectoare ale albiei

10.e.2.4.Tipuri de meandre

I. În raport cu morfologia generală a fundului văii și a văii în ansamblu

Meandrele de râu reprezintă sinuozitățile albiei minore propriu-zise desfășurate pe fundul văii, adâncite, de regulă, în complexul aluvionar al albiei majore sau în terasele inferioare situate <20m altitudine.

Meandrele de vale se înscriu în albiile majore și au un traseu mai mult sau mai puțin sinuos. Este un traseu vechi, antecuaternar sau cuaternar târziu. Cauzele formării lor sunt: epigeneza, antecedența și chiar subadaptarea (trecerea unui râu la un regim cu ape mari la unul cu ape mici) (Davis, 1896; Dury, 1965).

II. În raport cu condițiile litologice (substratul)

Meandrele aluviale (libere) sunt modelate în formațiuni aluviale și sunt cele mai frecvente.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Meandrele încătuşate sunt influenţate, cu precădere, de anumite condiţii tectonice sau litologice datorită unui regim de eroziune diferenţială a rocilor.

Meandrele formate pe calcar sunt creaţia eroziunii chimice (dizolvarea carbonatului de calciu în prezenţa apei încărcate cu bioxidului de carbon).

Meandrele de gheaţă se supun proceselor tipice regiunilor glaciare şi periglaciare şi sunt rezultatul acţiunii combinate a eroziunii mecanice a curentului lichid cu eroziunea termică rezultată în urma diferenţei de temperatură dintre curentul lichid şi gheaţă.

III. În raport cu modul de evoluţie

Meandrarea liberă are loc în albiile create pe depozitele aluvionare cu lăţime mare aşa-încât deplasarea laterală a meandrelor are loc uşor.

Meandrarea limitată se diferenţiază de precedenta prin aceea că lăţimea văii pe care se dezvoltă albia minoră este mai mică.

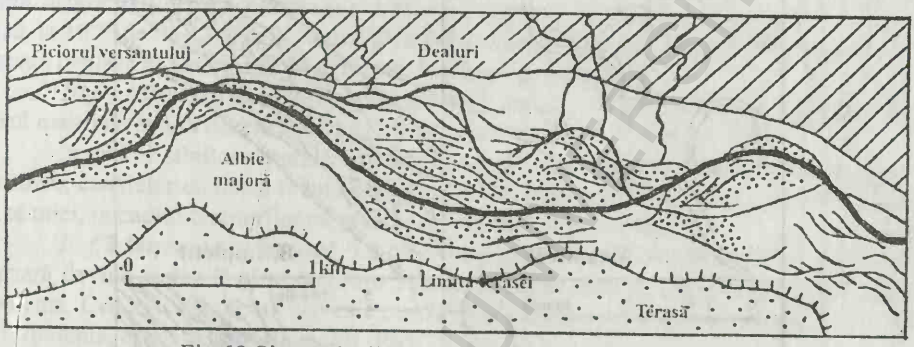


Fig.69 Sistem de divagaţie (Têt – Roussillon, Franţa)

Meandrarea forţată este determinată de situaţii în care malurile albiei minore nu sunt erodabile sau au un grad redus de erodabilitate, procesele geomorfologice dezvoltându-se, cu precădere, la adâncime.

Uneori, meandrele cunosc o evoluţie foarte rapidă, transformând o albie simplă într-una meandrată, cu lunci largi şi albii părăsite etc.

10.e.2.5.Autocaptarea şi străpungerea meandrelor

Autocaptarea este un fenomen de ajustare a pantei şi lungimii râurilor. De regulă, acest fenomen are loc în timpul viiturilor. Există două tipuri de autocaptare:

- *prin străpungerea pedunculului ("gâtului")* buclei de meandru, numită şi autocaptare prin strangulare; se dezvoltă fie datorită accentuării, prin erodare, a două curburi opuse ale unei bucle de meandru până când pedunculul buclei este străpuns, fie ca rezultat al migrării spre aval al buclei;

- *prin repeziş*, făcându-şi apariţia în timpul inundaţiilor succesive, când râul îşi dezvoltă un "repeziş" pentru a traversa interiorul unei renii; acest tip de autocaptare se produce, fie în amonte, fie în aval de autocaptarea prin strangulare.

10.e.3.Albiile împletite

10.e.3.1.Definiţie

În literatura românească albiile împletite sunt cunoscute şi sub denumirea de albii despletite. Amith (1973) caracterizează acest gen de albii ca fiind "un râu care curge prin mai

multe albii ce se despart şi se reunesc, asemănându-se cu şuviţele unei funii, cauza diviziunii fiind obstrucţia prin depunerea de aluviuni de către un râu".

De regulă, albiile împletite au pante mari, transportă în mod predominant debit târât care, la rându-i, se acumulează într-o reţea complicată de bare şi ostroave, inundate de ape mari. Pentru albiile împletite s-au propus mai multe denumiri: "albii cu mai multe braţe" (Kondratiev, Popov, 1967); "albii multiple" (Brice, 1964) etc. Se propune şi o formulă de calcul a indicelui de împletire (Brice, 1964):

$$I_{im} = \frac{2(suma - lungimilor - bratelor - si/sau - ostroavelor - pe - un - sector)}{lungimea - sectorului - masurat - pe - mijlocul - albiei}.$$

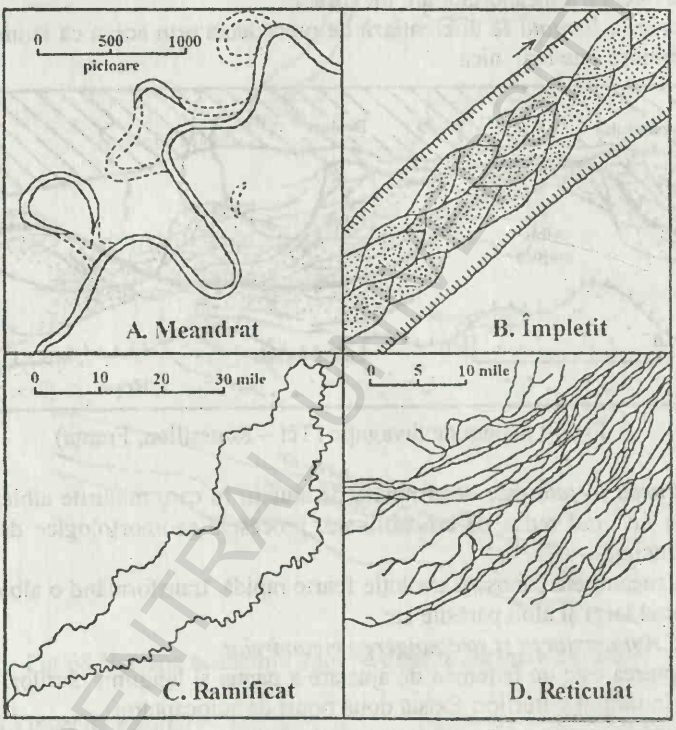


Fig.70 Tipuri de albie

după Chorley, 1997

10.e.3.2.Cauzele formării albiilor împletite

Pentru apariţia şi dezvoltarea albiilor împletite sunt admise următoarele condiţii: maluri uşor erodabile; variaţie rapidă şi mare a debitului lichid; creşterea pantei; debit solid abundent; incompetenţa locală a curgerii.

Schimbarea morfologiei albiei, de la tipul sinuos la cel împletit, reflectă o discontinuitate morfodinamică şi se asociază cu o schimbare în regimul tranzitului de aluviuni. Morfologia în plan a albiilor împletite este controlată de formarea ostroavelor romboidale.

10.f.Forme ale curgerii fluviale

Teoriile mecanicii fluidelor se aplică atât curgerii apei, cât şi mişcării aerului. În dinamica apei râurilor, pe lângă factorii intrinseci, intervin şi cei extrinseci, care pot fi factori de condiţie (natura şi rezistenţa rocilor, obstacolele din cale curentului) şi factori de presiune (aporturi suplimentare şi abundente de apă, îndiguirea albiilor etc.). Apa, lichid vâscos (newtonian), curge după exercitarea unui efort de solicitare. Această forţă care propulsează lichidul pe pante, poartă numele de gravitaţie.

Viteza de deplasare a apei este în funcţie de corelaţiile existente între componenta forţei gravitaţionale şi forţele de rezistenţă care se nasc prin frecarea apei cu albia. Componenta forţei gravitaţionale depinde de profilul longitudinal al curentului, iar rezistenţa, de gradul de rugozitate specific substratului.

Fluidele vâscoase se deformează continuu prin exercitarea forţelor de solicitare, iar rata deformării este proporţională cu forţele puse în joc. Raportul dintre rata şi forţa deformării (stres) poartă denumirea de vâscozitate (v). Valoarea acesteia, la ape cu temperaturi de 0^0C, este de 0,018, la 10^0C de 0,013 şi la 20^0C de 0,010 poise. Apa curgătoare, cel mai important fluid vâscos, se poate deplasa în natură sub două forme: laminară şi turbulentă.

10.f.1.Mişcarea laminară reprezintă deplasarea unor şuviţe de apă, paralele între ele, în cadrul masei de apă. Vitezele sunt maxime la suprafaţă şi mici la fundul albiei.

În cadrul albiilor naturale, mişcarea laminară se întâlneşte foarte rar. Este specifică, cu precădere, canalelor cu pantă redusă care prezintă un strat subţire de apă, sau apelor subterane cu viteze mici, în cadrul terenurilor cu granulometrie fină şi uniformă.

10.f.2.Mişcarea turbulentă. La creşterea debitelor şi implicita a vitezei apelor, mişcarea laminară devine instabilă şi trece într-o mişcare dezordonată cunoscută sub numele de mişcare turbulentă. Cea mai cunoscută expresie pentru definirea tranziţiei vitezei, de la cea laminară spre cea turbulentă, este numărul Reynolds (Re):

$$\mathrm{Re} = \frac{(V * D)}{v},$$

unde:

V = viteza medie (m/s);

D = adâncimea (m);

v = vâscozitatea cinematică (în funcţie de temperatură).

Numărul Reynolds este adimensional.

-Când Re<500 scurgerea este laminară şi predomină forţele de vâscozitate; firişoarele lichide sunt paralele şi alunecă unele pe altele fără schimb lateral sau vertical, în aşa-fel încât rezistenţa fluxului rezultă doar din forţele de vâscozitate.

-Când Re>2.000 scurgerea este turbulentă şi se fac schimburi laterale şi verticale între firişoarele lichide; fluxul este haotic, prezentând fluctuaţii ale vitezei instantanee şi amestecul particulelor cu schimburi energetice turbulente de la o masă la alta. Turbionele şi alte forme de fluxuri secundare sunt suprapuse compozantului principal al scurgerii. Compozanţii verticali ai fluxului permit menţinerea particulelor în suspensie.

Datorită caracterului turbulent al apei, se asistă la un amestec proporţional cu creşterea vitezei. În urma acestui amestec se uniformizează temperatura râurilor şi materialul aluvionar este transportat în toate formele sale.

Curgerea turbulentă prezintă două forme:

- curgerea turbulentă liniştită;
- curgerea turbulentă agitată (zbuciumată).

BCU CLUJ CENTRALA UNIVERSITARA

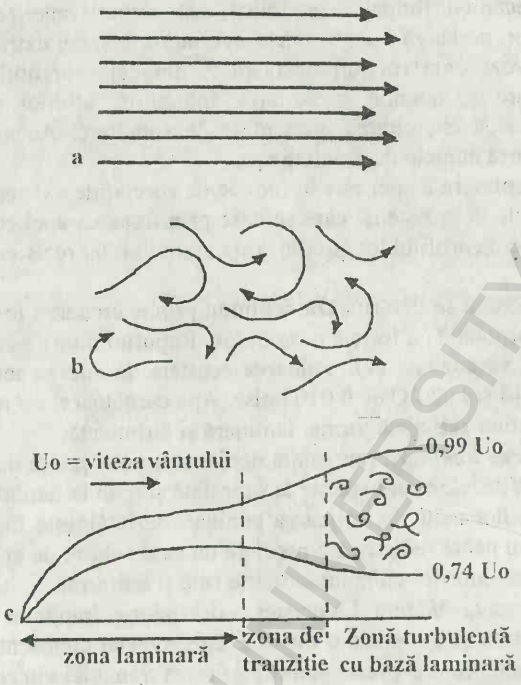


Fig.71 Mişcarea laminară (a), turbulentă (b) şi dezvoltarea unui strat limită la curgerea apei

Viteza la care apare trecerea de la curgerea liniştită la cea agitată (accelerată) este cunoscută sub numele de numărul Froude (F sau Fr). Reprezintă raportul dintre forţele de inerţie şi cele ale gravitaţiei:

$$F = \gamma \frac{V}{\sqrt{g * D}}.$$

unde:

V=viteza;
g = gravitaţia;
D = adâncimea.

-Când F<1 scurgerea este liniştită şi specifică regimului fluvial (Larras. 1977). Undele gravitaţionale sunt superioare forţelor de inerţie, adică prezenţa unui obstacol ce repauzează pe fundul albiei poate transmite modificări ale vitezelor spre amonte şi prin urmare o deformare a planului acvatic (supraridicarea suprafeţei acvatice în spatele obstacolului).

-Când F>1 scurgerea este supercritică şi specifică regimului torenţial. Undele gravitaţionale sunt staţionare pe obstacol. Pot deveni instabile şi valurile care se nasc pot deferla, ceea ce implică o pierdere considerabilă de energie (cazul antidunelor). Prezenţa unui obstacol nu are incidenţă spre amonte.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dacă numărul Froude este mai mic ca unitatea (1), curgerea este liniştită, iar când devine mai mare, curgerea este agitată. Curgerea turbulentă agitată implică o accelerare a vitezelor şi apare în sectoarele în care se produce o constrângere din partea albiei sau a patului.

Existenţa diferitelor tipuri de curgere turbulentă rezultă din faptul că pentru valori date ale energiei specifice şi debitului, există două alternative: forma vitezelor ridicate în pătura superficială; forma vitezelor joase la adâncime (Mac, 1986). Valoarea $\sqrt{g * D}$ defineşte viteza la care undele mişcă transversal apa superficială, aceasta explicând de ce tulburările de suprafaţă nu sunt transmise spre amonte când numărul Froude depăşeşte unitatea.

Mişcarea turbulentă prezintă următoarele caracteristici:

- la distanţă mică de fund, sau în apropierea malurilor, viteza are valori reduse şi diferă mult de celelalte viteze ale râului;
- la fiecare punct al cursului de apă vectorul vitezei are o direcţia variabilă ce tinde spre sensul principal al cursului, sub unghiuri diferite;
- mişcarea turbulentă a apei nu depinde de vâscozitatea ei;
- rezistenţa la curgere a apei este proporţională cu pătratul vitezei curentului.

În cadrul albiilor, viteza curentului variază în funcţie de o serie de factori morfologici şi hidrologici.

Factorii morfologici sunt cunoscuţi şi sub denumirea de "geometria albiilor" sau "geometria paturilor". Cuprind: panta, adâncimea albiei, raza hidraulică etc. adică forma profilului transversal al albiei. Acesta se poate obţine prin relaţia:

$$R_h = \frac{S}{P}.$$

unde:

S = secţiunea albiei;

P = perimetru udat.

Factorii hidrologici depind de variaţiile de debit. Viteza, potrivit relaţiei Manning, poate fi calculată astfel:

$$V + \frac{R_2}{3} * \frac{\frac{S_1}{2}}{n}.$$

unde:

R = raza hidraulică;

S = patul albiei;

n = coeficient, indicativ al rugozităţii albiei (se referă doar la particulele patului, la sinuozităţile albiei şi la prezenţa unor obstacole de genul tufişurilor, arborilor etc.).

La creşteri de debit, când patul albiei este stabil, are loc o adâncire, numai că perimetrul udat se măreşte lent. Raza hidraulică se măreşte odată cu debitul şi pierderea de energie devine mai slabă permiţând creşterea vitezei. Fenomenul rămâne stabil până la producerea revărsărilor, moment ce coincide cu o schimbare a relaţiilor vechi şi crearea altora noi, specifice formării câmpiilor aluviale.

10.g.Determinarea elementelor secţiunii active de scurgere

Secţiunea activă este suprafaţa din profilul transversal al râului prin care are loc curgerea apei. Este recomandabil ca secţiunea să determine în profilul mirei hidrometrice, unde

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

se fac şi măsurători ale vitezei; se poate alege secţiunea şi pe un tronson rectiliniu al cursului de apă.

Pentru profilul transversal se fixează, în primul rând, punctele extreme ale celor două maluri. Între acestea se întinde un cablu gradat pentru determinarea lăţimii râului (B). Pe întreaga lungime a cablului se fixează verticalele de sondaj şi măsurătorile, de obicei, se efectuează de două ori, dus întors, media celor două măsurători fiind valoarea reală a adâncimilor.

Pentru construirea profilului transversal se trec adâncimile pe axa verticală şi distanţa dintre verticalele de sondaj pe orizontală. Suprafaţa secţiunii active (ω) rezultă din însumarea secţiunilor parţiale dintre verticalele de sondaj. Suprafeţele se obţin din asimilarea acestora cu o serie de figuri geometrice: triunghiuri, dreptunghiuri, pătrate, trapeze etc. Pentru aflarea suprafeţelor se utilizează formulele matematice cunoscute. La cele două maluri sunt dreptunghiuri, celelalte secţiuni fiind asimilate cu suprafeţe de genul trapezelor sau dreptunghiurilor.

La determinarea secţiunii de curgere trebuie să se facă şi observaţii asupra deplasării apei. Dacă la unul din maluri apa stagnează, trebuie să se determine şi suprafaţa secţiunii inactive, deoarece ea nu intră la calcularea debitului de apă.

Adâncimea medie (h_{med}) reprezintă raportul dintre suprafaţa secţiunii active (ω) şi lăţimea oglinzii apei (B) între cele două maluri:

$$h_{med} = \frac{\omega}{B}.$$

Adâncimea maximă (h_{max}) este cea mai mare valoare a adâncimii apei în secţiunea transversală aleasă.

Perimetrul udat sau muiat (P), ales şi măsurat în profil transversal, este dat de lungimea fundului apei. Rezultă din însumarea ipotenuzelor unor triunghiuri dreptunghice, cu catetele date de diferenţa dintre măsurătorile de adâncime ale verticalelor vecine:

$$P = \sqrt{b_1^2 + h_1^2} + \sqrt{b_2^2 + (h_2 - h_1)^2} + \ldots + \sqrt{b_n^2 + h_n^2}.$$

unde:

$b_1 \ldots b_n$ = distanţele dintre verticale;

$h_1 \ldots h_n$ = adâncimea verticalelor de sondaj.

Raza hidraulică (R) este rezultată din raportul existent între suprafaţa secţiunii (ω) şi perimetrul udat (P):

$$R = \frac{\omega}{P}(m).$$

Pentru folosirea măsurătorilor dintr-o secţiune transversală, la aplicarea unor formule de calcul, trebuie determinat şi gradul de rugozitate.

10.h.Viteza apei în cadrul albiilor

Ca urmare a existenţei factorilor diverşi ce se manifestă în natură, mai ales cei din cadrul albiei, mişcarea apei este un fenomen complex. În orice punct al curentului, vitezele pulsează dezordonat. Puseurile cele mai mari se petrec pe fund, la maluri sau sub stratul de zăpadă, iar cele mai mici se găsesc la suprafaţa curentului (pentru aceleaşi puncte de măsurare mărimea pulsaţiilor variază odată cu vitezele curenţilor).

Pe o secţiune activă a unui curs de apă, în fiecare punct, există două tipuri de viteze: una instantanee, care variază în timp ca mărime şi direcţie; alta medie, care deţine o valoare mai

BCU CENTRALA UNIVERSITARA

stabilă (se determină într-un timp mai îndelungat, până la câteva minute). În masa de apă, fiecare punct dintr-o secțiune, pentru aceeași perioadă de timp, ocupă poziții diferite. Linia de cea mai mare viteză este situată în mijlocul râului, când albia prezintă un traseu rectiliniu și la o treime, în masa de apă, din distanța suprafață-fund (adâncimea profilului).

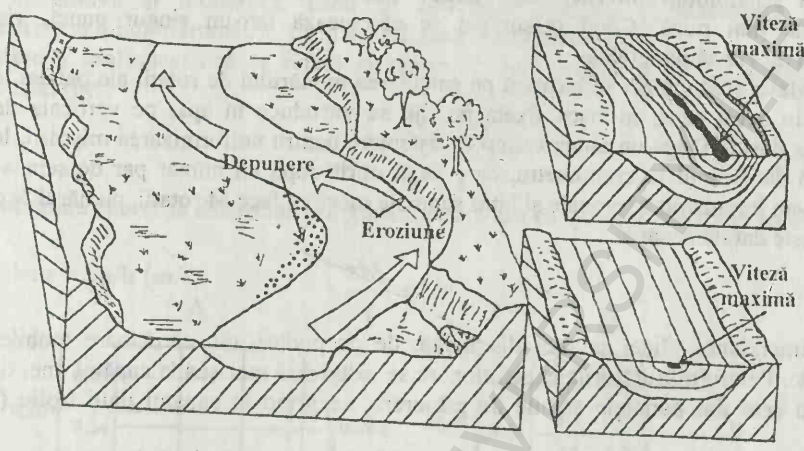


Fig.72 Repartiția vitezelor în albia minoră

Morișca hidrometrică este instrumentul cu care se măsoară viteza punctuală a curentului de apă. Ea a fost inventată de Woltman în 1790, pentru a măsura viteza apei în canale. Rotorul elicei deține un șurub fără sfârșit, cuplat cu o rotiță zimțată astfel încât, la un număr n de rotații ale elicei, să se realizeze un contact electric și, ca urmare, să se înregistreze un semnal: sonor, când este cuplat cu o sonerie; luminos, când este atașat un bec. Semnalul poate fi dat la anumite intervale (20, 50 sau chiar la fiecare rotație a paletei). Între numărul de rotații pe secundă (n) și viteza apei (V) există o relație liniară, pusă în evidență de relația:

$$V = a+bn,$$

unde:

a = viteza de pornire a moriștii (viteza de la care curentul de apă reușește să pună în mișcare paleta);

b = constantă care se determină la etalonarea moriștii.

Timpul de măsurare este, de regulă, cuprins între 120''-140'' în cazul în care curentul are pulsații puternice. Prin faptul că morișca emite un semnal la 20 rotații complete, se pot întâlni două situații:

- când morișca emite un semnal la mai mult de 15'' se înscrie în carnet, în prima căsuță, prima citire, a doua citire în ce-a de-a doua căsuță etc. până la cel de-al optulea semnal;
- dacă pe durata primelor 15'' morișca a dat deja două semnale, se așteaptă al treilea semnal; în prima căsuță se vor marca două puncte și se va trece timpul la cea de-a treia citire; operația se repetă timp de 2' și notările din fiecare căsuță semnifică 60 de rotații (trei semnale a câte 20 ture fiecare).

Corpul moriștii realizează legătura dintre elice și coadă, fiind prevăzut cu un orificiu prin care se introduce tija. Coada moriștii, lată și ușoară, are rolul de a permite direcționarea elicei pe direcția curentului cu viteza punctuală maximă. Ca accesorii, morișca deține:

cronometru, dispozitivul de contorizare a rotațiilor, tija cu talpă pentru a menține morișca fixată pe tijă cu un șurub, la adâncimea aleasă, dispozitivul optic sau sonor de semnalizare a numărului de contacte etc.

Moriștile pot înregistra viteze între 0,05-4 m/s. În general, fiecare morișcă are două palete, cu sensibilități diferite, una pentru vitezele mici, și alta pentru vitezele mari, cu sensibilitate mai mică. Când măsurarea se efectuează într-un singur punct, viteza poartă denumirea de viteză punctuală.

Măsurarea vitezei se bazează pe calcularea numărului de rotații ale paletei în timp de o secundă. În acest sens, morișca fixată pe tijă se introduce în apă, pe verticala de viteză, la adâncimea dorită. După un anumit timp de așteptare pentru uniformizarea mișcării, la următorul semnal se dă drumul la cronometru, care va fi oprit după un număr par de semnale. Dacă în timpul t s-au înregistrat s semnale și între semnale morișca face M rotații, numărul N de rotații pe secundă este dat de ecuația:

$$N = \frac{Ms}{t}.$$

Imersiunea elicei se face din barcă, de pe poduri, din cărucioare mobile pe cabluri bifilare etc. Pentru măsurătorile expediționare se instalează morișca la capătul unei tije metalice, iar pentru cele din punctele stabile de măsurare, se prind la capătul unui troliu (pentru cele lestate).

Determinarea, pentru fiecare verticală, a punctelor standard de măsurare a vitezei, se face în funcție de adâncimea apei, de prezența sau lipsa fenomenelor de îngheț și de diametrul paletei utilizate. Adâncimea punctului "suprafață" se fixează cu jumătatea diametrului paletei mai jos de suprafața apei, iar pentru punctul "fund" la jumătatea diametrului plus 1 cm mai sus de fundul apei. În condițiile în care cursul de apă deține pod de gheață, se recomandă suplimentarea punctelor de măsurare.

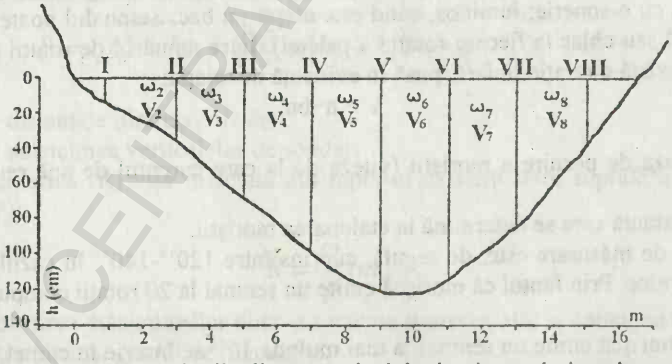


Fig.73 Profil transversal cu secțiunile dintre verticalele de viteză și vitezele medii ale acestora

Pe aceeași verticală, în cazul în care adâncimile permit, un singur punct de măsurare nu este concludent și se impune efectuarea mai multor măsurători. În acest caz se face reprezentarea grafică a vitezelor pe verticală, cunoscută sub numele de hodograful vitezelor.

10.h.1.Calcularea vitezei medii

BCU "ȘTIINȚA CENTRAL UNIVERSITARĂ LIBRARY

Cu ajutorul morişti hidrometrice se determină, pentru fiecare punct al verticalei de adâncime, vitezele curenților de apă. Cele mai exacte măsurători se fac în cadrul instalațiilor speciale de măsurare.

Viteza medie se poate calcula prin mai multe metode: grafomecanică, grafoanalitică, analitică, integrativă şi hidraulică, când se utilizează morişca şi măsurarea cu flotori, tahobatometrele şi tubul hidrometric, când se utilizează alte instrumente.

Metoda grafomecanică se referă la raportul dintre suprafața epurei vitezelor (F_v) şi adâncimea apei (h):

$$V_{med} = \frac{F_v}{h}\left(\frac{m}{s}\right).$$

Suprafața epurei se determină prin planimetrare sau cu ajutorul pătratelor module.

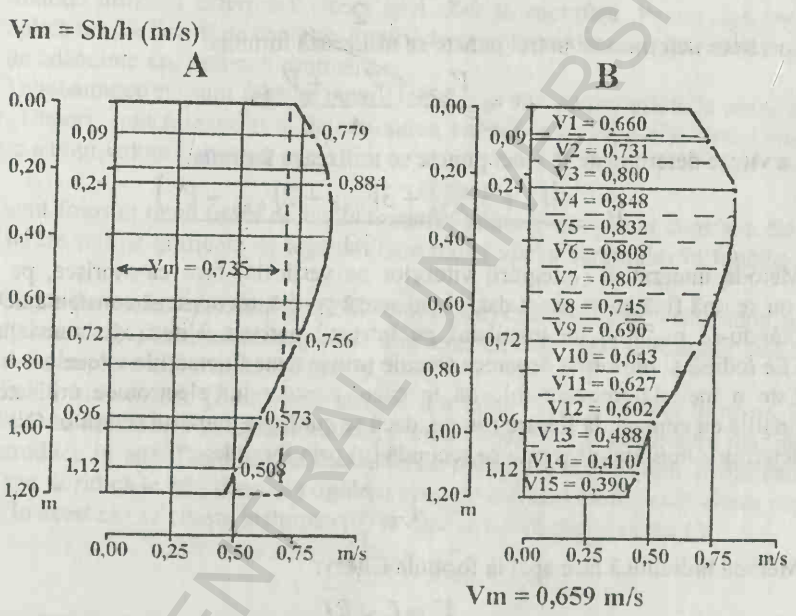


Fig.74 Calculul vitezei medii pe verticală prin metoda grafomecanică (A) şi prin cea grafoanalitică (B)

Metoda grafoanalitică este utilizată pentru obținerea vitezei medii ca fiind media aritmetică a tuturor vectorilor de viteză stabiliți prin măsurători cu morişca hidrometrică:

$$V_m = \frac{(V_1 + V_2 + V_3 + ... + V_n)}{n}; sau$$

$$V_m = \frac{\sum V_i}{n}\left(\frac{m}{s}\right).$$

unde:

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ΣV_i = suma vitezelor medii pentru toate fâşiile orizontale;

n = numărul fâşiilor orizontale.

Metoda analitică facilitează calcularea vitezei medii, pe fiecare verticală, în funcţie de adâncimea apei şi de numărul de viteze punctuale determinate. La viteze mici se utilizează formula:

$$V_m = V_{0.6h}.$$

La viteze determinate în două puncte se utilizează formula:

$$V_m = \frac{(V_{0,2} + V_{0,8})}{2}; sau$$

$$V_m = \frac{(V_s + V_f)}{2}.$$

La viteze determinate în trei puncte se utilizează formula:

$$V_m = \frac{V_{0,2h} + V_{0,6h} + V_{0,8h}}{4}.$$

La viteze determinate în cinci puncte se utilizează formula:

$$V_m = \frac{(V_s + 3V_{0,2h} + 3V_{0,6h} + 2V_{0,8h} + V_f)}{10}.$$

Metoda integrativă (integrării vitezelor pe verticală) face ca morişca, pe verticala de viteză, să nu se ţină fixă la un punct dat, ci culisează pe tijă, cu o viteză constantă de sus în jos şi invers, notându-se numărul de impulsuri pe întregul parcurs. Viteza de translaţie a moriştii trebuie să fie redusă şi uniformă deoarece trebuie prinse toate fluctuaţiile vitezelor.

Este o metodă frecvent folosită în cazul contoarelor electronice utilizate la morişti. Pentru moriştile cu contact, la fiecare rotaţie, dacă se cunoaşte numărul rotaţiilor (N) şi timpul (t), se poate determina numărul de rotaţii se secundă (n) prin formula:

$$n = \frac{N}{t}.$$

Metoda hidraulică face apel la formula Chezy:

$$V = C\sqrt{RI},$$

unde:

V = viteza medie pe secţiune;

C = coeficient de viteză;

R = raza hidraulică;

I = panta suprafeţei apei în profil transversal.

Măsurarea cu flotori presupune o dotare foarte simplă: ceas cu cronometru sau secundar central, plutitori şi posibilitatea de a măsura o distanţă între două repere de pe mal.

În vederea măsurării se alege un sector de albie rectilinie pe o distanţă care să depăşească de cel puţin 3-5 ori lăţimea cursului. La reperul din amonte se lansează pe suprafaţa apei unul sau mai mulţi plutitori (sticle de plastic, beţişoare de 5-10 cm, spumă spongioasă etc.) care sunt capabili să se deplaseze odată cu masa de apă. De regulă, se lansează un flotor în amonte de secţiunea primului reper şi se porneşte cronometrarea în momentul când flotorul trece

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

prin secțiune; este urmărit pe traseu până la secțiunea din aval, moment în care se oprește cronometrul și se stabilește timpul scurs.

Pentru aflarea vitezei sunt necesari următorii parametri: distanța parcursă de flotor (D) și timpul parcurs (t):

$$V = \frac{D}{t}\left(\frac{m}{s}\right).$$

Pentru râurile cu lățimi mari se recomandă folosirea mai multor flotori pentru a cuprinde toată secțiunea. În acest caz viteza medie pe secțiune rezultă din media aritmetică a vitezelor grupelor de flotorii utilizați.

Este recomandat ca măsurătoarea să se repete de 2-3 ori. În primul rând sunt lansați flotorii din zona centrale și mai apoi cei laterali.

Metoda utilizată determină viteza apei doar la suprafață. Pentru determinarea vitezei medii se aplică un coeficient de corecție. Pentru determinarea vitezelor de adâncime se pot folosi și flotori de adâncime sau prăjini hidrometrice.

Tahobatometrele sunt folosite pentru recoltarea aluviunilor aflate în suspensie la diferite adâncimi. Uneori, sunt folosite și la determinarea vitezei de curgere prin determinarea timpului de umplere a unui volum cunoscut:

$$V = F(q).$$

Sunt folosite două tipuri de tahibatometre: pliant și cu volum constant. Se ține cont de curba de tarare sau de graficele de legătură care redau viteza curentului în funcție de timpul de umplere.

Curba de tarare reprezintă graficul stabilit prin măsurători experimentale potrivit căreia se poate stabili viteza, cunoscând timpul de umplere. Cu cât viteza curentului este mai mare cu atât timpul de umplere este mai mic și invers.

Tubul hidrometric (Pitôt) este utilizat din anul 1732 și constă dintr-un tub de sticlă îndoit la 90^0, cu deschidere la ambele capete, numai că prezintă o deschidere mai mică la partea care se introduce în apă. Deschiderea din apă este îndreptată spre curent și din cauza presiunii dinamice apa se ridică în tub, deasupra oglinzii apei, cu atât mai mult cu cât viteza curentului este mai mare. În acest caz se citește înălțimea (h) la care se ridică apa și viteza (V):

$$V = C\sqrt{h}.$$

unde:

C = constantă care se determină la etalonarea aparatului.

Reprezentarea, la o anumită scară, sub forma unor vectori, a secțiunii active a râului, redă o curbă de repartizare a vitezelor pe verticală care poartă denumirea de epura vitezelor. Aceasta, în condițiile unei albii naturale normale, este minimă în apropierea fundului, iar spre suprafață este maximă.

Deplasării apei spre aval i se opune forța de rezistență sau frecarea dintre apă și patul albiei, sau dintre apă și malurile ei. Patul albiei, la rândul lui, nu este uniform ci deține numeroase neregularități (rugozitate). În aceste condiții epura vitezelor poate avea alte forme: în condițiile existenței unui banc de nisip, vitezele se măresc brusc de la fund spre suprafață; când în patul albiei apare un obstacol de genul unei stânci, prag sau bolovan, epura vitezei prezintă o deformare la extremitatea superioară a proeminenței, deasupra căruia suferă o puternică bombare spre aval; în condițiile unui pod de gheață situația se modifică dată fiind prezența asperităților pe care le conține gheața; în condițiile unei valori ridicate a coeficientului de rugozitate (de ambele

părți), viteza maximă se află mai jos de jumătate din verticala adâncimii când gheața prezintă năboi la începutul iernii, și ceva mai sus, la sfârșitul iernii, din cauza netezirii treptate a părții inferioare a gheții etc.

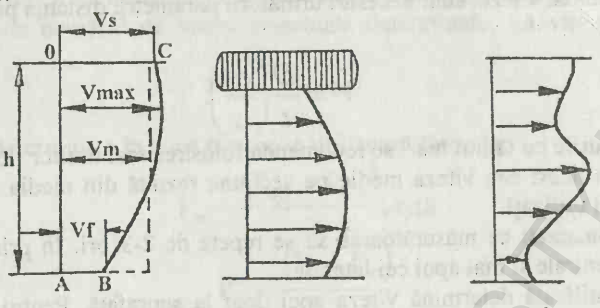


Fig.75 Epura vitezei pentru diferite condiții de măsurare (metoda grafoanalitică)

Pentru viteza medie dintr-o secțiune se calculează vitezele pentru punctele caracteristice (mal, fund, suprafață, mediană etc.) pentru ca aceasta să exprime activitatea întregului râu. Este egală, de regulă, cu 6/10 din viteza maximă, depinzând de adâncimea relativă a râului.

Fig.76 Izotahele albiei acoperite cu gheață

Apa, în cele mai multe râuri, este afectată de turbulență, adică de un sistem permanent de vârtejuri cu caracter efemer. O moleculă de apă de pe cursul unui râu turbulent se deplasează sub o traiectorie foarte neregulată, de gen "tirbușon"; se poate mișca în sus, jos, lateral etc. Aspectul descris este foarte important în dinamica aluviunilor.

În condițiile în care un râu prezintă adâncimi mari și nu are pod de gheață, se utilizează ca standard, în măsurarea vitezelor, următoarele adâncimi: suprafață; 0,2 din adâncime (plecând de la suprafață); 0,6 din adâncime; 0,8 din adâncime; pe fund.

Pentru apele curgătoare cu adâncimi mai mici de 80 cm, numărul punctelor de măsurare a vitezelor se stabilește într-o altă manieră.

Felul albiei	Adâncimea râului cm	Punctul de măsurare a vitezei
Fără gheață	<15	Nu se măsoară
	15 – 20	la 0,6 h
	21 – 40	la suprafață; la fund

	41 – 80	la 0,2 h; 0,6 h; 0,8 h
	>80	la suprafață; 0,2 h; 0,6 h; 0,8 h; la fund
Cu pod de gheață	<15	Nu se măsoară
	15 – 20	la 0,6 h
	21 – 40	la suprafață; la fund
	41 – 80	la 0,2 h; 0,4 h; 0,6 h; 0,8 h
	>80	la suprafață; 0,2 h; 0,4 h; 0,6 h; 0,8 h; la fund

Tabel 15 Măsurarea vitezei apei în râurile cu adâncimi mai mari de 80 cm

Alegerea verticalelor este variabilă, în funcție de lățimea râului.

Lățimea	2m	10m	50m	100m
Nr. verticalelor	4-5	5-10	10-15	15-20

Tabel 16 Numărul verticalelor de măsurare a vitezelor în funcție de lățimea râurilor

Graficul repartizării vitezelor (izotahelor) se obține prin cunoașterea vitezelor în punctele standard. Pe o albie normală de râu, izotahele sunt deschise la suprafață; rareori, cele ale vitezelor maxime, pot fi închise. În condițiile existenței podului de gheață, izotahele capătă aspectul unor linii închise, axa dinamică a cursului fiind situată spre centrul curentului sau este ușor deplasată spre regiunea cu rugozitate mai mică. În cadrul meandrelor vitezele cele mai mari se găsesc în dreptul malului concav. În sectoarele rectilinii urmează mijlocul albiei în funcție de adâncime și lățime.

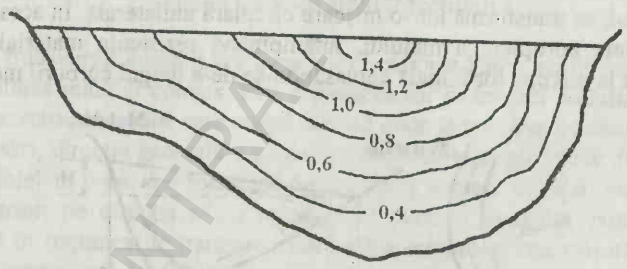


Fig.77 Izotahele albiei libere

10.i.Curenții din râuri

În natură este foarte greu de sesizat un traseu perfect rectiliniu. Toate cursurile de apă prezintă curburi mai ample sau mai mici, cunoscute sub denumirea generică de meandre. Orice meandru prezintă o adâncire mai mare în dreptul malului concav și o zonă cu adâncimi mici, unde predomină acumularea, în malul.

Apariția malurilor concave adânci și a celor ușor adâncite, se datorează unor cauze diverse: forța de gravitație, forța Coriolis, forța centrifugă. Cea mai importantă dintre ele, mai ales în cadrul meandrelor, este forța centrifugă a cărei valoare se poate determina cu ajutorul formulei:

BCU FS CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

$$C = \frac{mV^2}{R}.$$

unde:

m = masa apei;
V = viteza;
R = raza de curbură a concavității.

Această forță determină o ridicare a oglinzii apei spre malul concav, sub un unghi α, cu o anumită înălțime (H), care poate fi determinată cu ajutorul vitezei curentului, a razei de curbură a râului (R), a accelerației gravitaționale (g) și a lățimii râului (B).

Într-un curs natural de apă i-au naștere curenți interiori foarte complecși: un curent superficial, convergent, în formă de pană ce coboară spre talveg; un curent de fund, divergent, în formă de evantai, ce se abate treptat de la direcția convergentă a curentului de la talveg spre maluri.

Datorită vitezei mai mari a masei de apă din zona centrală a unui râu se formează curentul superficial convergent care atrage după sine apa de la margini, formând spre suprafață o coamă mai ridicată. Curentul superficial convergent provoacă formarea unor curenți circulari care, în sectoarele rectilinii ale râurilor, în secțiune transversală, se separă în două circuite ce converg spre suprafață și diverg în adâncime. Prin acțiunea curentului de fund, materialul erodat, atât din albie, cât și din malul concav, este depus în sectorul reniei.

Datorită mișcării de atracție a apei, curenții circulari se manifestă, de-a lungul râului, sub forma unor curenți elicoidali longitudinali, divergenți spre profunzime, ușor vizibili în porțiunile rectilinii ale albiilor. În cadrul meandrelor, acolo unde talvegul se apropie de malul concav, se produce o afluență unilaterală, iar cele două inele circulare, formate în sectorul rectiliniu al cursului, se transformă într-o mișcare circulară unilaterală. În acest sector, particulele de apă din imediata apropiere a malului, întâmpinând rezistența materialelor din care este compus, se abat de la direcția lor inițială deplasându-se de-a lungul curburii malului concav.

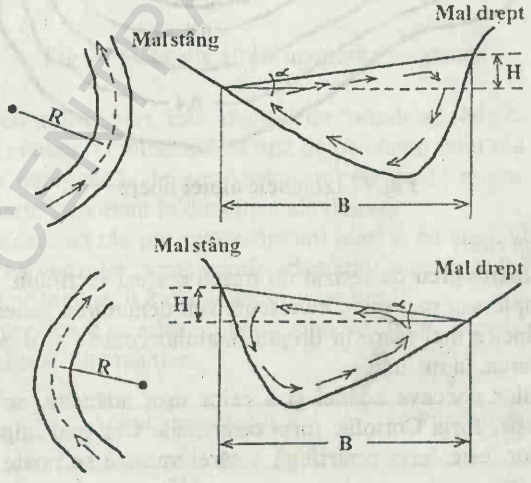


Fig.78 Nivelul apei la malul concav: R-raza de curbură a concavității; H—înălțimea apei la malul concav

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

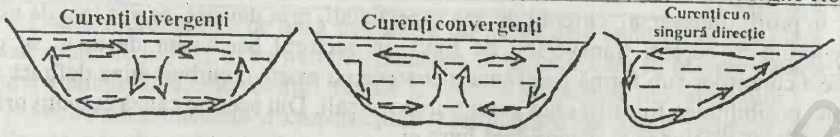


Fig.79 Principalii curenți din cadrul albiilor

Curentul de lângă mal este presat de curentul învecinat (cu mișcare rectilinie) să se izbească de mal și apoi este reflectat în direcția malului opus. Curenții respinși, astfel rezultați din cauza vitezei reduse, nu vor mai putea învinge presiunea celorlalți și vor fi nevoiți să coboare la fund, determinând apariția circulației de adâncime îndreptată de la mal spre profunzime și spre malul opus.

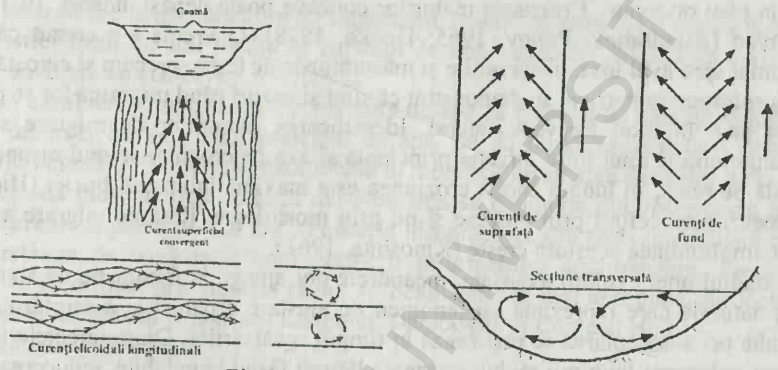


Fig.80 Curenții albiilor rectilinii

În profil transversal curenții vor avea viteze maxime lângă malul concav, reduse pe fund și minime în regiunea malului convex. Prin coborârea lor în dreptul malului concav, curenții îl vor eroda și vor antrena aluviunile spre malul convex unde le vor depune datorită vitezei reduse.

La revărsări, direcția generală a curenților caută să se conformeze direcției văii râului și nu sinuozității albiei minore. Se formează astfel două cursuri de apă: superior, ce urmează direcția văii; inferior, pe direcția albiei minore. Se pune în evidență existența unor zone de amestec turbulent în regiunea de tranziție dintre albia minoră și cea majoră, caracterizate prin formarea de turbioane cu axa verticală care realizează un transfer cantitativ de mișcare între albii. În urma acestui transfer cantitativ de mișcare între albia minoră și cea majoră, produs prin aceste turbioane, vitezele și debitele corespunzătoare primei, se reduc, iar celei corespunzătoare celei de-a doua, cresc.

Dinamica procesului de interacțiune se explică pe baza conceptului emis de Hsin-Kuan Liu (1957), aplicat inițial pentru formarea ripplurilor din patul albiilor aluvionare. Cei doi curenți sunt în contact și se deplasează cu viteze diferite în aceeași direcție. Când, dintr-un motiv oarecare, în unul din straturi se produce o ușoară deviere de la direcția rectilinie inițială, vitezele locale se vor micșora în zonele în care liniile de curent sunt divergente și vor crește în zonele în care acestea sunt convergente. Fenomenul conduce la accentuarea iregularităților liniilor de curent în lungul curgerii astfel încât, la un moment dat, echilibrul se rupe și zonele de discontinuitate se transformă într-o serie de turbioane de mărime finită.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

În profil transversal, curenții de apă superficiali, prin deviere, se vor izbi de maluri și se vor transforma în curenți transversali de fund. În sectorul bancurilor de nisip se observă o dispoziție a curenților sub formă de evantai deoarece nu există o curbură bine definită a albiei în plan și nici posibilitatea folosirii unor curenți transversali. Din această cauză curenții orizontali se împrăștie în toată secțiunea și se amestecă între ei.

Principalele caracteristici ale curgerii într-o albie meandrată se rezumă la:

- existența unei mișcări generale elicoidale, liniile curentului fiind curbilmii în spațiu (mișcare în spirală);
- apariția unei supraînălțări de nivel (Δh) la malul concav, de unde existența unei pante transversale în curbă (I_r).

Existența malurilor concave și convexe, în cadrul albiilor, dovedește că aceasta se deplasează în plan orizontal. Eroziunea malurilor concave poate depăși, uneori, 10-15 m/an, sau chiar 100 m/an (Kondratiev, Popov, 1965; Hooke, 1978). O vreme s-a crezut că meandrele migrează numai spre aval însă, observațiile și măsurătorile de teren, precum și cercetările pe bază de analize aerofotogrammetrice, au demonstrat că sunt și cazuri când migrarea lor se poate face și spre amonte sau, în mod frecvent, lateral. Identificarea direcțiilor de migrare se face prin măsurarea unghiului azimut între direcția principală și axa de eroziune a unui meandru, definită ca ortogonală pe renie, în lungul căreia eroziunea este maximă în apexul buclei (Hickin, 1975). Acest parametru este definit prin procese și nu prin morfologie. Rata de migrare a meandrelor scade cu cât amplitudinea acestora crește (Kinoshita, 1961).

În stadiul unei evoluții avansate, meandrele pot ajunge la fenomene de autocaptare sau străpungere naturală care reprezintă un fenomen de ajustare a pantei și a scurtării râurilor. De cele mai multe ori autocaptarea se realizează în timpul revărsărilor. Dintre efectele favorabile se pot menționa: reducerea lungimii râului, scurtarea lățimii fâșiei inundabile, reducerea timpului de navigație, a razei curburii buclelor rămase care duce la micșorarea albiei ce trebuie stabilizată etc. Dintre dezavantaje sunt amintite: creșterea pantei și vitezei care, la rându-le, determină o accelerare a eroziunii patului, ceea ce se răsfrânge asupra stabilității întregului sistem de exploatare.

10.j.Rețeaua hidrometrică

Hidrometria este ramura hidrologiei care se ocupă cu descrierea aparatelor și instalațiilor hidrometrice, cu tehnicile și metodele de măsurare și analiză a caracteristicilor fizice și chimice ale apei și cu prelucrarea datelor obținute.

Pentru obținerea datelor cu privire la fenomenele hidrologice din cadrul unui bazin hidrografic este nevoie, ca în anumite puncte geografice, să se înființeze servicii speciale de măsurare a nivelurilor, debitelor, vitezelor etc. În funcție de importanța lor acestea se numesc stații hidrometrice, posturi hidrometrice etc. Totalitatea acestor servicii constituie o rețea hidrometrică care, la rându-i, înglobează două rețele componente: una cu funcționalitate de lungă durată (rețeaua hidrometrică de bază); alta cu durată de funcționare relativ scurtă (rețeaua hidrometrică auxiliară).

Hidrometria este disciplina care asigură informațiile culese în timp și spațiu asupra regimului de variație a resurselor de apă. În acest caz hidrometria poate să aibă o imagine asupra ecartului de variație a fenomenelor hidrologice studiate, să determine o serie de parametri din formule empirice și modele hidrologice, să formeze șiruri statistice și să realizeze operații de prognoză hidrologică.

Reţeaua hidrometrică de bază trebuie să furnizeze date continui pe cel puţin 20-25 ani. Staţiile sau posturile hidrometrice trebuie amplasate în locurile care să asigure caracterul natural al variabilei studiate. În aceste condiţii trebuie să se evite influenţele provenite din:

- vecinătatea imediată a construcţiilor hidrotehnice de genul lacurilor de acumulare, prizelor de apă etc., dar şi a podurilor cu debuşee reduse;
- instabilitatea în plan orizontal şi vertical a albiei;
- lipsa de sensibilitate hidrologică (variaţiile mari ale nivelurilor în profil transversal care conduc la variaţii mici de debite);
- accesul dificil de la cea mai apropiată arteră de circulaţie.

Repartizarea staţiilor hidrometrice şi inclusiv a posturilor, în cadrul reţelei, trebuie să aibă în vedere următoarele criterii:

- pe sectoare lungi, fără afluenţi importanţi, distanţele între două puncte hidrometrice să se aleagă astfel încât debitul mediu al cursului de apă, respectiv între două asemenea puncte învecinate, să difere cu cca.20%;
- la confluenţe importante, fiecare curs de apă să dispună de câte un punct hidrometric imediat în amonte, iar pe cursul principal de apă, de un punct în aval la o distanţă care să satisfacă diferenţa de 20%, mai sus menţionată în raport cu însumarea debitelor de la confluenţă.

Reţeaua hidrometrică de bază din România se compune din 760 puncte hidrometrice, ceea ce ar reveni un punct la 320 km^2. Punctele hidrometrice din reţeaua auxiliară completează, temporar, reţeaua de bază cu scopul obţinerii informaţiilor suplimentare. Fiecare punct de măsurare este identificat prin numele râului şi localitatea cea mai apropiată sau locul amplasării postului (ex: Moldoviţa la Dragoşa şi Lunguleţ, Dâmboviţa la Conţeşti etc.).

10.k.Nivelul râurilor

Prin nivelul apei râurilor se înţelege cota oricărui punct situat pe suprafaţa liberă a apei, la un moment dat. Planul orizontal de referinţă poate fi considerat nivelul mării sau un plan relativ. Planul fix este socotit ca fiind orizontala care intersectează partea inferioară a mirei. Limita inferioară are valoarea zero şi poartă numele de planul "0" al mirei. Nivelul apei din punctele reţelei hidrometrice este dat de cota suprafeţei libere din profilul transversal, adică de mărimea verticalei în momentul măsurării.

În acest caz nu trebuie să se confunde termenii de nivel şi adâncime deoarece sunt noţiuni diferite. Adâncimea se raportează la configuraţia albiei astfel încât pentru acelaşi nivel, în profil transversal, se obţin valori variabile pentru adâncimi. Deoarece cotele nivelurilor se pot schimba cu timpul, datorită proceselor de eroziune sau acumulare din albia minoră, se recomandă ca nivelurile apelor citite pe miră să fie corelate cu "0" al graficului. Acesta din urmă se stabileşte pentru fiecare post hidrometric, la înfiinţarea lui şi trebuie să rămână neschimbat pe tot parcursul perioadei de activitate. Cota "zero a graficului" se fixează, de regulă, cu 0,5m mai jos decât nivelul cel mai scăzut al apelor. La albiile de râu, care sunt supuse unei intense eroziuni, "zero al graficului" se stabileşte cu 1-2m sub punctul cel mai adânc al albiei minore. La râurile de câmpie, unde predomină acumularea, "zero al graficului" se poate lua pe linia talvegului sau mai jos.

Pentru transporturile fluviale, citirea nivelurilor se face prin întrebuinţarea unui "0" al navigaţiei, care reprezintă nivelul minim de navigaţie pe râu.

Cea mai veche construcţie pentru determinarea nivelurilor este reprezentată de nilometrul Roda de la Cairo, utilizat pentru înregistrarea amplitudinii revărsărilor Nilului. Acesta a furnizat serii temporare de date, inegale ca lungime, ale scurgerii fluviului şi precipitaţiilor de pe înălţimile etiopiene.

10.k.1.Construcţii pentru măsurarea nivelurilor

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Pentru măsurarea nivelurilor se utilizează mira hidrometrică. Aceasta este o riglă care indică nivelul suprafeței apei unui râu, lac, canal, baltă etc.

Pentru a instala mira hidrometrică este necesar ca sectorul de râu să fie rectiliniu pe cel puțin 100m, să nu prezinte rupturi de pantă, malurile să fie consolidate și albia să fie stabilă în timpul viiturilor. Mira trebuie să fie perfect verticală și fixată pe culeea unui pod, pe unul sau mai mulți piloți din albie etc.

În funcție de particularitățile locale ale râului și de scopul urmărit, se folosesc mai multe tipuri de mire.

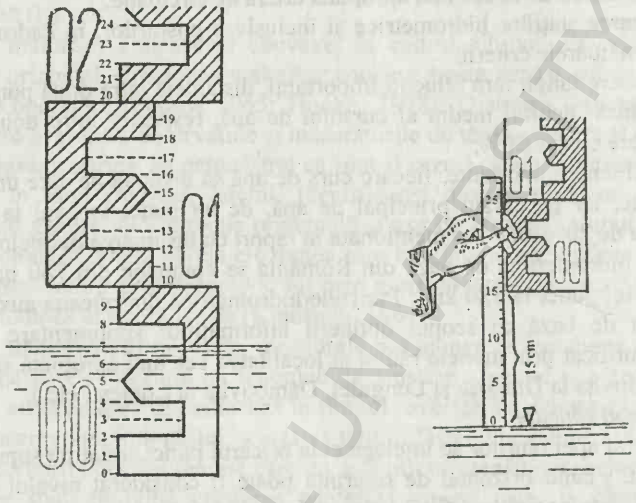


Fig.81 Modalități de măsurare a nivelului apei cu mira gradată în formă de E

Mira hidrometrică este formată din mai multe plăci de aluminiu, cu lungimi de 0,5-1m fiecare, divizate din 2 în 2 cm, în așa fel încât fiecare decimetru să formeze în alternanță litera E. Plăcile se amplasează în poziție verticală, pe unul sau mai mulți piloți, în funcție de configurația albiei. Piloții amplasați trebuie să aibă o stabilitate maximă, pentru a nu fi dislocați în timpul viiturilor și să permită citirea nivelurilor pe întregul ecart de variație multianuală.

Partea inferioară a mirei este fixată, cu punctul "0 miră" în sectorul cel mai jos al fundului de albie deoarece trebuie citite și cele mai coborâte niveluri posibile.

Ținând cont de configurația albiei, mirele fixe trebuie instalate pe un singur, sau pe mai mulți piloți în cazul în care malul prezintă o pantă redusă. Se impun precauții la instalare, fiind necesare nivela sau teodolitul, pentru ca mirele de pe piloții succesivi să fie aliniate în așa fel încât să nu se suprapună sau să nu rămână distanțe între capetele lor. Pe pilotul situat la cota cea mai joasă, mira se introduce în pământ cu 30-50 cm față de cel mai coborât nivel, iar pe primul pilot, situat la cota cea mai ridicată, mira trebuie să se termine cu cca.50 cm mai sus față de cel mai ridicat nivel înregistrat în perioada observațiilor.

Când nu se dispune de plăci de miră, se pot instala, pe piloți, repere cu cote bine determinate, în raport cu care se pot face citirile cu mire portabile (Diaconu et al., 1997; Zăvoianu, 1999).

După modul de așezare, în raport cu înclinarea malului, mirele pot fi:

- verticale, cu piloți și plăci în poziție verticală;
- înclinate, cu valori ale înclinărilor de 35^0, 45^0 sau 60^0, în funcție de înclinarea malurilor.

1.Mirele verticale în raport cu modul lor de instalare pot fi:

Mire hidrometrice instalate pe o construcție hidrotehnică deja existentă, de genul pilei sau pe culeea unui pod. Plăcile sunt montate în același loc pentru întregul ecart de variație a nivelurilor. În cazuri extreme aceste mire se pot completa cu unu sau doi piloți de miră la partea inferioară a albiei minore sau în albie.

Mire hidrometrice pe piloți izolați dispun de un singur pilot instalat la malul cursului de apă.

Mire pe piloți în scară, alcătuite din unu sau mai mulți piloți metalici sau din lemn, implantați în scară pe malul înclinat, cu mire montate la nivelment pentru a putea realiza o continuitate a citirilor.

Numerotarea piloților se face începând de la mal spre axul râului.

Mire pe zidărie, instalate în cazul în care malul râului este protejat de un zid de beton sau piatră.

2.Mirele înclinate

Sunt folosite în cazul ecarturilor mari de variație care se manifestă, cu precădere, în lacurile de acumulare sau chiar în cele naturale. De regulă, sunt instalate pe locurile stâncoase, pe malurile betonate, înclinate (canale), ori pe malurile de râu amenajate și protejate de pereuri stabile.

Pentru mirele instalate se fixează o serie de planuri caracteristice, cu cote bine precizate. La partea inferioară a mirelor se deosebesc:

- planul "0" al mirei trece prin cota "0" a mirei și pentru care se determină poziția altimetrică precisă;
- planul "0" al graficului este imaginar și se fixează cu până la 1m mai jos față de "0" al mirei și la care se raportează toate citirile nivelurilor care se efectuează la miră. Este o măsură de prevedere deoarece, în viața unei mire, survin accidente, de genul ruperii și reinstalarea la aceeași cotă este foarte greoaie, albia se poate adânci și nivelul "0" al mirei să rămână suspendat. La reinstalarea mirei, în astfel de situații, se determină numai diferența ΔH între "0" miră și "0" grafic, iar corectarea nivelurilor se face cu noua valoare, fără a fi afectate valorile pe termen lung.

La partea superioară, mira se marchează cu vopsea, printr-o linie orizontală, cu următoarele indicative:

- cota de atenție (CA), cu linie albastră; semnifică preavizarea unei viituri mari cu pericolul producerii inundațiilor;
- cota de inundație (CI), cu linie roșie; mai sus cu 0,5m, arată cota la care, practic, începe procesul inundării albiei majore, a unui teren sau a unui obiectiv protejat;
- cota de pericol (CP), cu linie galbenă; de regulă cu 0,5m mai sus ca cea anterioară, avertizează asupra acțiunilor de evacuare a unităților industriale, case sau grajduri de vite, pentru a se evita pierderile de vieți omenești sau de bunuri materiale; Diaconu et al., 1997; Zăvoianu, 1999).

Limnigraful reprezintă instrumentul care înregistrează grafic toate variațiile verticale ale suprafeței apei din cadrul unui râu sau lac.

Limnigraful se montează într-o cabină metalică așezată deasupra unui tub sau puț săpat în malul râului și pus în legătură cu apa acestuia printr-un canal sau tub de legătură.

După instalarea mirelor hidrometrice se efectuează citirea nivelurilor, zilnic la orele 07 şi 17 pentru orarul de iarnă şi 06 şi 18 pentru cel de vară. Când sunt creşteri sau scăderi bruşte ale nivelului apei, citirile se pot face şi la intervale mai mici de timp. Citirile din timpul unei viituri, înregistrate din 10 în 10 cm, sunt notate în carnet. Pentru citirea corectă a nivelului se impun următoarele condiţii:

- mira să fie în contact direct cu suprafaţa apei din râu (în cazul în care mira este izolată de depunerile mâloase, nivelul de la mira nu este în concordanţă cu cel din râu şi, în acest caz, se execută un şanţ care să repună mira în legătura cu albia principală);
- în condiţiile existenţei unui pod de gheaţă nu se citeşte nivelul arătat de suprafaţa gheţii, ci aceasta se sparge în dreptul mirei pentru a se putea citi nivelul efectiv al apei;
- citirea trebuie făcută de la o distanţă mică.

Pentru mirele cu plăci, nivelul citit se rotunjeşte la centimetru, în carnet trecându-se valoare din urmă. La mirele portabile, aceasta se aşează în poziţie verticală pe capul pilotului plasat sub apă, după care se citeşte nivelul; în acest caz, valoarea citită pe mira se adună la cota pilotului şi se obţine nivelul real. Când capătul pilotului nu se află sub apă, se măsoară distanţa între capul acestuia şi suprafaţa apei şi valoarea se scade din cota pilotului pentru a se obţine nivelul real. Din două sau mai multe citiri ale nivelurilor se calculează nivelul mediu zilnic al punctului ales.

În condiţiile existenţei unui acces greoi la punctul de măsurare se folosesc aparate de măsurat care transmit valoarea nivelului la distanţă (până la 5 km). Instrumentarul respectiv este prevăzut cu o sursă de curent electric (până la 60 V) şi se bazează, fie pe principiul variaţiei rezistenţei curentului electric (variaţia nivelului modifică intensitatea curentului electric), fie pe emiterea de impulsuri electrice (se emit 5-15 impulsuri pe secundă).

10.k.2.Prelucrarea şi reprezentarea grafică a nivelurilor

După citirea nivelurilor se calculează valoarea acestora faţă de cota "0" grafic şi se determină, prin metoda aritmetică, valorile medii zilnice; cu aceste date se calculează mediile lunare şi apoi cele anuale; se extrag totodată şi valorile caracteristice: maxime şi minime lunare şi anuale la care se trec şi datele producerii.

Reprezentarea grafică, în ordine cronologică, a nivelurilor măsurate la un post hidrometric, pe un interval de timp dat, constituie un hidrograf al nivelurilor sau o hidrogramă. La un limnigraf, graficul se execută automat pentru o zi sau o săptămână.

Analiza hidrografului anual scoate în evidenţă regimul nivelurilor. În condiţiile României, apariţia viiturilor pe râuri este posibilă în orice moment al anului, numai că frecvenţa lor de apariţie variază spaţial şi în timp, cu cea mai mare pondere vara.

Pentru a afla de câte ori un nivel sau o mărime dată poate apărea în decursul unei perioade de timp, se folosesc graficele de durată şi frecvenţă. Când graficul se întocmeşte pentru o perioadă mai îndelungată se folosesc clase de valori cu intervale de nivel egale. Reprezentarea grafică a înălţimii nivelurilor, în funcţie de numărul cazurilor sau de valorile zilnice, permite obţinerea unui grafic care arată frecvenţa absolută sau relativă de apariţie a unui anumit nivel. Prin cumularea valorilor, de la cele mai mari spre cele mici şi reprezentarea acestora în funcţie de numărul zilelor, se obţine graficul de durată care arată perioada de timp în care un anumit nivel a fost depăşit.

10.k.3.Hidrogradul

Este egal cu a zecea parte din diferenţa nivelului minim şi maxim înregistrat în locul măsurătorii. Valoarea lui se exprimă în centimetri.

Nivelul maxim (H_{max}) al apelor reprezintă nivelul cu cea mai mare valoare înregistrată la postul hidrografic respectiv, pe toată perioada de observație.

Nivelul minim (H_{min}) este nivelul cu cea mai mică valoare înregistrat la postul hidrografic respectiv, pe toată perioada de observații.

Nivelul apei la zi (H_{zi}) reprezintă nivelul sau cota râului, transmisă în ziua respectivă prin radio, telefon sau alte mijloace.

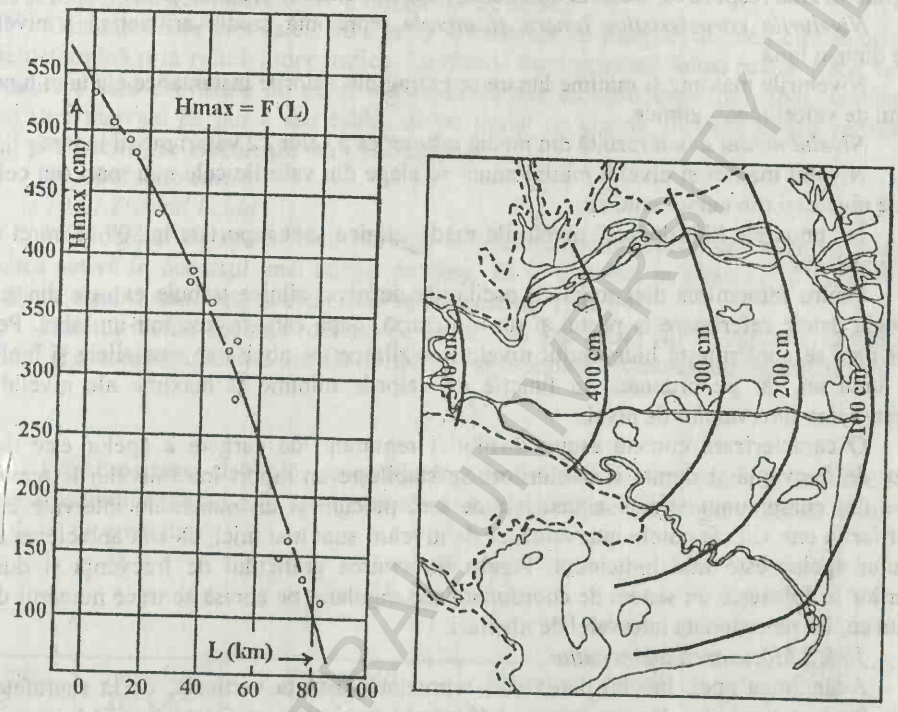


Fig.82 Corelația H_{max}=f(L) și izoliniile nivelurilor maxime ale viiturii Dunării din anul 1897

Valoarea hidrogradului (H_{gr}) se determină cu ajutorul formulei:

$$H_{gr} = \frac{H_{max} \pm H_{min}}{10} [cm]$$

Pentru a determina numărul hidrogradelor ($Nr.H_{gr}$) la fiecare post hidrometric se efectuează un raport între diferența apei la zi (H_{zi}), nivelul minim (H_{min}) și valoarea unui hidrograd (H_{gr}):

$$Nr.H_{gr} = \frac{H_{zi} \pm H_{min}}{H_{gr}}.$$

După obținerea numărului de hidrograde pentru toate posturile hidrometrice de pe cursul unui râu se întocmește harta cu hidrograde. Numărul de hidrograde se cartează, pe fiecare sector de râu, prin intermediul metodelor cartogramelor sau metoda graficelor circulare.

BCU IASI CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

Pe baza hidrogradelor se poate face şi o anumită apreciere a nivelurilor:
- între 1-3 hidrograde sunt ape mici şi medii;
- între 4-7 hidrograde sunt ape mari;
- între 8-10 hidrograde sunt ape de inundaţie.

10.k.4.Tipurile de niveluri

Nivelurile medii zilnice rezultă din mediile aritmetice a nivelurilor citite pe mire sau pe limnigrafe în ziua respectivă. Rezultă din media valorilor citite la orele 07 şi 17.

Nivelurile caracteristice lunare şi anuale reprezintă media aritmetică a nivelurilor zilnice dintr-o lună.

Nivelurile maxime şi minime lunare se extrag din valorile instantanee ale unei luni şi nu din şirul de valori medii zilnice.

Nivelul mediu anual rezultă din media aritmetică a celor 12 valori medii lunare.

Nivelul maxim şi nivelul minim anual se alege din valorile cele mai mari sau cele mai mici ale nivelului din cursul unui an.

În "anuarele hidrologice" nivelurile medii zilnice sunt raportate la "0" al mirei sau la "0" al graficului.

Pentru întocmirea diagramei cu oscilaţiile de nivel zilnice trebuie extrase din anuarul hidrologic datele referitoare la postul şi râul în cauză, după care se trec într-un tabel. Pe baza acestor date se construieşte hidrograful nivelurilor zilnice: pe abcisă se trec zilele şi lunile din cursul unui an, iar pe ordonată, în funcţie de valorile minime şi maxime ale nivelului, se stabileşte scara intervalelor de nivel.

O caracterizare corectă asupra evoluţiei regimului de curgere a apelor este dată de graficul de frecvenţă şi durată a nivelurilor. Se stabileşte un raport între nivelurile maxime şi minime din cursul unui an sau a unui şir de ani, precum şi un număr de intervale cu cota nivelurilor în cm. Cu cât cotele intervalurilor de niveluri sunt mai mici, cu atât aprecierea asupra regimului apelor este mai judicioasă. Pentru întocmirea graficului de frecvenţă şi durată a nivelurilor se foloseşte un sistem de coordonate rectangulare: pe abcisă se trece numărul de zile dintr-un an, iar pe ordonată intervalul de niveluri.

10.k.5.Măsurarea adâncimilor

Adâncimea apei, într-un punct dat, reprezintă distanţa verticală, de la suprafaţa apei până la fund, a unui râu, lac sau mare. Adâncimea apei este un foarte bun indicator pentru aprecierea morfologiei fundului. Când se întreprind mai multe măsurători se pot întocmi curbe batimetrice pe un tronson sau pe întregul curs de apă.

Măsurătorile transversale, pe cursul unei ape, sunt efectuate cu scopul determinării suprafeţei secţiunii de curgere. În acest scop sunt folosite diferite mijloace, în funcţie de mărimea adâncimilor şi lăţimea cursului de apă.

Tija hidrometrică este o ţeavă cu diametrul de 2-3 cm, dotată cu gradaţii din cm în cm, fiind folosită pentru măsurare în râurile mici, care nu depăşesc 3-4m adâncime şi viteze ce nu trec de 1,5 m/s; măsurătorile se fac direct în albie, de pe o ambarcaţiune, o punte sau de pe un cărucior cu cablu. Tija hidrometrică gradată dispune, la partea inferioară, de o plăcuţă de 10*10 cm, pentru a se aşeza perfect pe fundul râului.

Citirea se face în condiţiile când tija este perfect verticală. În condiţiile existenţei valurilor se face o citire la creasta acestora, una la baza lor şi apoi se află media. Tija dispune de un singur segment cu 1,5m lungime sau de mai multe, utilizate în cazul apelor mai adânci.

Prăjina hidrometrică este folosită pe râurile cu adâncimi mari, de 4-5m şi viteze mici; în unele cazuri se foloseşte şi la râurile cu adâncimi de 3-3,5m când vitezele au valori medii.

Cablul lestat este folosit la râurile cu adâncimi mari. Măsurarea se face de pe pod sau de pe o ambarcațiune. Cablul este prevăzut cu o greutate de 0,5-25 kg la partea inferioară. Din cauza devierii cablului se impune efectuarea unei corecții în funcție de mărimea abaterii de la verticală. Cablurile sunt derulate cu ajutorul troliului.

Ecosonda este un aparat automat folosit la determinarea adâncimilor și se bazează pe principiul reflectării sunetului după ce acesta a lovit fundul. Diagramele obținute sunt foarte exacte și utile în analiza morfologică a fundurilor de albie.

Distanța dintre verticalele de sondaj se măsoară cu panglici de oțel, cu cabluri gradate sau se determină prin ridicări topografice. La râurile mici se poate folosi ruleta. Când secțiunile de măsurare sunt prevăzute cu punți hidrometrice sau cu cărucioare pe cablu, verticalele de sondaj sunt marcate pe punte sau cablu; de pe podul de gheață, distanța dintre verticalele de sondaj și adâncimi, se efectuează mult mai ușor.

10.1.Debitul râurilor

10.1.1.Debitul lichid

Prin debitul de apă al unui râu (Q) se înțelege cantitatea de apă care se scurge prin secțiunea activă în decursul unei unități de timp. El se exprimă în l sau m^3 și este asociat cu unitățile de timp s, min., oră, zi etc. Uzual se folosesc m^3/s sau l/s.

Debitul mediu specific (debitul pe unitate de suprafață) (q) se exprimă în $l/s/km^2$ sau $m^3/s/km^2$ și este raportul dintre debitul de apă (Q) și suprafața bazinului hidrografic (F sau S_b):

$$q = \frac{Q}{F}.$$

Prin raportarea debitului scurs (Q) într-un interval de timp dat (T) (zi, lună, an) la suprafața bazinului (F sau S_b), sau o suprafață dată, se obține înălțimea stratului de apă scurs (h_{mm}) de pe un areal dat:

$$h_{(mm)} = \frac{QT}{F}.$$

Continent	Suprafața 10^6 km^2	Precipitații		Evapotranspirație		Scurgere	
		km^3/an	Mm/an	km^3/an	mm/an	Km^3/an	mm/an
Europa	10,0	6600	657	3800	375	2800	282
Asia	44,1	30700	696	18500	420	12200	276
Africa	29,8	20700	695	17300	582	3400	114
Australia[1]	7,6	3400	447	3200	420	200	27
America de Nord	24,1	15600	645	9700	403	5900	242
America de Sud	17,9	28000	1564	16900	946	11100	618
Antarctida	14,1	2400	169	400	28	2000	141
Total[2]	148,9	111100	749	71400	480	39700	266

1 Fără Noua Zeelandă și insulele adiacente; 2 Inclusiv Noua Zeelandă și insulele adiacente.

Tabel 17 Bilanțul apei pe continente

după Baumgartner, Reichel, 1975

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Râul	Suprafața drenată		Debit				Coeficientul scurgerii
	10^3 km^2	%[1]	m^3/s	km^3/an	mm/an	%[2]	
Amazon	7180	4,8	190000	6000	835	13,0	0,47
Zair	3822	2,6	42000	1330	340	2,9	0,25
Chang Jiang	1970	1,3	35000	1100	560	2,4	0,50
Orinoco	1086	0,7	29000	915	845	2,0	0,46
Brahmaputra	589	0,4	20000	630	1070	1,4	0,65
La Plata	2650	1,8	19500	615	235	1,3	0,20
Enisei	2599	1,7	17800	565	215	1,2	0,42
Mississippi	3224	2,2	17700	560	175	1,2	0,21
Lena	2430	1,6	16300	515	210	1,1	0,46
Mekong	795	0,8	15900	500	630	1,1	0,43
Gange	1073	0,7	15500	490	455	1,1	0,42
Irrawaddy	431	0,3	14000	440	1020	1,0	0,60
Obi	2950	2,0	12500	395	135	0,9	0,24
Sikiang	435	0,3	11500	365	840	0,8	-
Amur	1843	1,2	11000	350	190	0,8	0,32
Sf.Laurențiu	1030	0,7	10400	330	310	0,7	0,33
Total	34107	22,9	478100	15100	-	32,8	-

1 La suprafața totală a Terrei; 2 La suprafața scurgerii spre ocean.

Tabel 18 Suprafața drenată, debitul și coeficientul scurgerii pentru unele râuri ale globului după Baumgartner, Reichel, 1975; Jones, 1985; Lvovici, 1974; Dingman, 1994

- *Metode de determinare a debitului lichid*

Debitul se poate calcula atât prin metode directe, cât și indirecte. Printre cele mai utilizate metode de determinare a debitului sunt: morișca hidrometrică (metoda analitică, metoda grafoanalitică etc.), flotorii de suprafață, metoda volumetrică, deversorii hidrometrici (deversori dreptunghiulari, deversori triunghiulari), metoda chimică, cheia limnimetrică (corelația dintre niveluri și debite). În fiecare caz se pornește de la formula generală conform căreia debitul (Q) reprezintă produsul dintre secțiunea de curgere (ω) și viteza apei (V):

$$Q = \omega * V.$$

În funcție de numărul verticalelor de viteză utilizate și numărul punctelor de măsurare a vitezei pe fiecare verticală, măsurătorile pot fi:

- complete, când vitezele sunt măsurate în toate punctele standard de pe verticalele vitezelor din cadrul profilului;
- măsurători la 0,6h, când în fiecare verticală se măsoară viteza numai la 0,6 din adâncimea fiecărei verticale;
- măsurători la suprafață, când în fiecare verticală se măsoară viteza doar la suprafață;
- integrală, când viteza medie a fiecărei verticale se determină prin metoda integrării vitezelor.

Determinarea debitelor prin măsurarea vitezelor cu morișca hidrometrică

1.*Metoda analitică* unde debitul total reprezintă suma debitelor parțiale dintre verticalele de viteză. Se impun următoarele etape:

- calcularea vitezelor medii pe fiecare verticală (V_1, V_2... V_n);

- determinarea suprafețelor parțiale dintre verticalele de viteză (ω_1, $\omega_2 \ldots \omega_n$);
- estimarea vitezelor medii pentru suprafețele dintre verticalele de viteză (V_1, $V_2 \ldots V_n$).

Viteza medie, în cadrul unei secțiuni parțiale de curgere, reprezintă media aritmetică a vitezelor medii de pe verticalele vecine. Pentru cele două secțiuni extreme (dintre prima și ultima verticală de viteză și mal) viteza medie se estimează ca fiind 2/3 din prima și din ultima viteză medie.

Verticala de viteză	Viteza medie pe verticală m/s	Suprafața dintre verticalele de viteză ω_i	Viteza medie dintre verticalele de viteză V m/s	Debitele parțiale Q_i
I	0,302	ω_1=0,08	V_1=0,201	Q_1=0,016
		ω_2=0,500	V_2=0,378	Q_2=0,189
II	0,435			
		ω_3=1,030	V_3=0,411	Q_3=0,423
III	0,370			
		ω_4=1,620	V_4=0,542	Q_4=0,878
IV	0,713			
		ω_5=2,210	V_5=0,724	Q_5=1,600
V	0,735			
		ω_6=2,360	V_6=0,712	Q_6=1,680
VI	0,690			
		ω_7=1,920	V_7=0,652	Q_7=1,250
VII	0,614			
		ω_8=1,140	V_8=0,510	Q_8=0,607
VIII	0,406			
		ω_9=0,270	V_9=0,270	Q_9=0,073
		$\omega = \Sigma\omega_i$=11,13		**$Q=\Sigma Q_i$=6,716**

Tabel 19 Calculul debitului de apă prin metoda analitică

Pentru fiecare secțiune se determină debitul parțial ca fiind produsul dintre secțiune și viteză. Ex: pentru calcularea debitului dintre verticalele III și IV se folosește formula:

$$Q_4 = \omega_4 \left[\frac{(V_3 + V_4)}{2} \right] sau$$

$$Q_4 = \omega_4 * V_4.$$

Valorile parțiale se însumează în vederea obținerii debitului total:

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$Q = \frac{2}{3}\omega_0 * V_1 + \omega_1 \frac{(V_1 + V_2)}{2} + \omega_2 \frac{(V_2 + V_3)}{2} + \ldots + \omega_{n-1} \frac{(V_{n-1} + V_n)}{2} + \frac{2}{3}\omega_n V_n \left(\frac{m^3}{s}\right).$$

Metoda analitică se poate folosi şi pentru determinarea vitezelor la 0,6 sau la suprafaţă, considerându-le ca fiind viteze medii pentru verticalele respective. Debitul calculat, în acest caz, poartă numele de debit fictiv.

2.*Metoda grafomecanică* este o reprezentare grafică a secţiunii transversale şi a hodografului vitezelor pentru fiecare verticală.

În acest caz se planimetrează suprafaţa fiecărui hodograf care este egală cu adâncimea verticalei, înmulţită cu viteza medie pe verticală. Suprafaţa (m^2), înmulţită cu unitatea de lăţime a albiei (1m), reprezintă debitul elementar (q) care se exprimă în $m^3/s/m$ (Diaconu, Lăzărescu, 1965).

Luând drept bază linia oglinzii apei, se construieşte deasupra profilului transversal un grafic pe care, în prelungirea verticalelor vitezelor, se reprezintă, la scară, valorile debitului elementar. Se planimetrează suprafaţa rezultată din unirea punctelor, se înmulţeşte cu produsul scărilor folosite şi se obţine valoarea debitului care curge prin secţiunea dată.

3.*Metoda grafoanalitică* este asemănătoare cu metoda grafomecanică. Pentru metoda în cauză calcularea vitezei medii se face prin media aritmetică a vitezelor fâşiilor orizontale cu lăţimi de 4-5 mm. Se foloseşte şi reprezentarea grafică a secţiunii de curgere cu hodrograful vitezelor pe fiecare verticală.

În partea inferioară a figurii se construieşte un tabel care cuprinde: numărul verticalei de sondaj, numărul verticalei de viteză, distanţa de la reper, adâncimea apei (h_m), viteza medie pe verticală (m/s) şi debitul elementar ($m^3/s/m$). Viteza medie din fiecare verticală este media aritmetică a valorilor fâşiilor de 4-5 mm, determinate pe hodograful vitezelor. Fâşiile pot fi asimilate şi cu unele figuri geometrice (triunghi, dreptunghi, trapez) ale căror suprafeţe parţiale sunt uşor de calculat. Prin însumarea suprafeţelor parţiale rezultă suprafaţa totală a hodografului care, raportată la adâncime, dă viteza medie.

Cu ajutorul valorilor obţinute se construieşte graficul epurei vitezelor deasupra oglinzii apei; în acelaşi mod se procedează şi cu debitul elementar. Pe epura debitelor elementare, construită prin prelungirea verticalelor de viteză, se obţin figuri geometrice folosite la determinarea debitelor parţiale. Pentru calcularea debitului total se foloseşte ecuaţia:

$$Q = \frac{1}{2}(q_1 b_1) + \left[\frac{(q_1 + q_2)}{2}\right] b_2 + \ldots + \left[\frac{(q_{n-1} + q_n)}{2}\right] b_{n-1} + \frac{1}{2}(b_n q_n).$$

Debitul se poate obţine şi prin planimetrarea figurii obţinute dacă se cunoaşte scara epurei debitelor elementare şi a lăţimii oglinzii apei.

Determinarea debitului cu ajutorul vitezei obţinute din deplasarea flotorilor. Se determină viteza de suprafaţă cu ajutorul flotorilor, după care se calculează un debit fictiv ca rezultat al produsului dintre viteză (V) şi secţiune (ω):

$$Q_{fictiv} = \omega V_{supr}.$$

Debitul real este determinat prin introducerea unui coeficient de corecţie:

$$Q = KQ_{fictiv}.$$

unde:

K = coeficient de reducţie egal cu 0.86-0,89 calculat astfel:

- pentru râuri de şes:

BCU IAŞI CENTRU LIBRARY

$$K = \frac{C}{(C+6)}.$$

- pentru râuri de munte:

$$K = \frac{C}{(1{,}34C+6)}.$$

unde:

C = coeficient de viteză calculat de Pavlovski:

$$C = \left(\frac{1}{n}\right)R^{y}.$$

unde:

n = coeficientul de rugozitate (se găseşte în tabele);
R = raza hidraulică;
y = exponent obţinut tabelar sau calculat:

$$y = 2{,}5\sqrt{n} - 0{,}13 + 0{,}75\sqrt{R}(n - 0{,}10)$$

y=1,5vn când R<1,0m.

y=1.3vn când R>1,0m.

1.*Metoda construcţiilor hidrotehnice*

Uneori, pentru o serie de pâraie şi canale se folosesc canale deversoare cu secţiuni stabile de curgere, pentru care sunt întocmite curbe de tarare. Debitul se obţine în funcţie de înălţimea nivelului la deversor.

Se cunosc mai multe tipuri de deversori, de unde şi diferitele forme şi curbe de tarare deoarece prin citirea nivelurilor se obţine direct debitul de apă evacuat. Se remarcă următoarele tipuri de deversori:

a. Cu *prag larg* care, la rându-le, prezintă un prag inundat şi altul neinundat.

Deversori cu prag larg inundat permit determinarea debitului cu ajutorul ecuaţiei:

$$Q = \rho * b * H\sqrt{2g\left[H_0 - (P_1 - P)\right]}$$

unde:

ρ = coeficientul de viteză obţinut sub formă tabelară;
P_1 = adâncimea apei în aval de deversor (m);
P = înălţimea feţei apei din amonte de deversor (m);
b = lăţimea deversorului (m);

$H_0 = H + \left(\frac{V_m^2}{2g}\right)$;

H = grosimea lamei de apă deversată (m).

Deversori cu prag larg neinundat permit determinarea debitelor cu ajutorul ecuaţiei:

$$Q = mb\sqrt{2g} * H_0^{\frac{3}{2}}.$$

unde:

Q = debitul calculat (m^3/s);

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

m = coeficient de debit tabelar;
b = lățimea deversorului;
g = accelerația gravitațională (9,81 m/s^2);

$H_0 = H + \left(\frac{V^2}{2g}\right)$;

H = grosimea lamei de apă deversată (m);
V = viteza curentului în amonte.

b. *Deversori cu pereți subțiri*

După forma secțiunii transversale pot fi:

Deversori dreptunghiulari care permit calcularea debitului conform ecuației:

$$Q = m_0 b\sqrt{2g}H^{\frac{3}{2}}.$$

unde:

H = grosimea lamei deversante (m);
m_0 = coeficientul de debit; se calculează conform ecuației:

$$\left[0{,}405 + \left(\frac{0{,}003}{H}\right)\right]\left\{1 + 0{,}55\left[\frac{H}{(H-P)^2}\right]^4\right\}.$$

unde:

P = înălțimea pragului deversor față de fund.

Deversorul trapezoidal prezintă pereți cu înclinarea tgα = O, iar sarcina maximă (H) trebuie să fie cel puțin 1/3 din lungimea pragului:

$$Q = 1{,}86 * b * H^{\frac{3}{2}}.$$

Deversorul triunghiular prezintă sarcina minimă H = 0,05m și pe cea maximă H = 1m:

$$Q = 1{,}4H^{\frac{5}{2}} sau$$

$$Q = 1{,}343H^{2{,}47}.$$

Sarcina H se determină cu mira sau rigla gradată, iar debitul Q în l/s sau m^3/s se determină prin formule sau tabele.

Determinarea debitului prin metoda diluției

De regulă, se folosește la pâraiele de mici dimensiuni din zona montană, în condițiile în care nu se dispune de morișcă hidrometrică sau în cazul în care folosirea acesteia este greoaie.

Într-o secțiune se lansează o soluție concentrată de NaCl sau coloranți (fluoresceina, bicromatul, clorura de litiu). În aval, după ce amestecul s-a realizat și concentrația este omogenă, se prelevează probe de apă și se determină concentrația. Debitul se obține cu ajutorul ecuației:

$$Q = q\left[\frac{(K_1 - K_2)}{(K_2 - K_0)}\right].$$

unde:

q = debitul soluției (l/s);

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

K_1 = concentrația soluției deversată (g/l);

K_0 = concentrația soluției în stare naturală;

K_2 = concentrația în proba din aval.

Când nu se are în vedere concentrația inițială a râului, în stare naturală, considerând-o nulă, se simplifică formula:

$$Q = q\frac{K_1}{K_2}.$$

Metoda este incomodă deoarece folosește o cantitate mare de soluție.

1.*Metoda volumetrică* este utilizată doar în determinarea debitului unor izvoare sau pâraie de mici dimensiuni, cu curgere de câțiva l/s.

În vederea realizării acestui procedeu, izvorul sau pârâul se dirijează pe un jgheab și volumul de apă este colectat într-un vas cu gradații cunoscute (W). Timpul de umplere se cronometrează (t) și se află debitul conform ecuației:

$$Q = \frac{W}{t}\left(\frac{l}{s}\right).$$

2.*Metoda hidraulică* este utilizată în condițiile în care nu se dispune de alte mijloace și se bazează pe folosirea unor formule empirice. Formula Chezy este cea mai uzitată:

$$V = C\sqrt{RI}.$$

unde:

V = viteza medie pe secțiunea de măsurare;

C = coeficient de viteză;

R = raza hidraulică;

I = panta suprafeței apei.

Coeficientul de viteză se calculează conform formulei Basén:

$$C = \frac{87}{\left(\frac{1+9\gamma}{\sqrt{RI}}\right)}.$$

unde:

γ = rugozitatea; se determină conform formulei:

$$\gamma = \left(\frac{87\Omega R\sqrt{I}}{Q}\right) - \sqrt{R}.$$

Valorile sunt redate în tabele, în funcție de configurația și natura materialelor care intră în alcătuirea patului albiei.

Cele mai importante debite întâlnite pe un curs de apă sunt:

Debitul maxim maximorum ($Q_{max.max}$) reprezintă debitul cel mai mare înregistrat până în prezent. Poate avea și caracter catastrofal ($Q_{cat.}$).

Debitul extraordinar ($Q_{max.ex}$) reprezintă debitul cel mai mare înregistrat într-o perioadă de 30 ani consecutivi.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Debitul maxim anual ($Q_{max.an}$) este debitul cel mai mare înregistrat în timp de un an şi are o durată de o zi în cadrul acelui an.

Debitul mediu anual ($Q_{med.an}$) este un rezultat obţinut prin media aritmetică a debitelor zilnice dintr-un an.

Debitul normal sau *debitul modul* (Q_0) reprezintă media aritmetică a debitelor anuale pe un şir îndelungat de ani.

Debitul mediu ($Q_{med.}$*vară;* $Q_{med.}$*decadă etc.)* este debitul care se stabileşte pentru o anumită perioadă de timp (decadă, lună, anotimp).

Debitul de etiaj (Q_{etj}) exprimă situaţia debitului minim minimorum a cărui valoare este mai mică ca media debitului minim. Acest debit este considerat ca fiind debitul cu durata de 355 zile şi numai 10 zile din an ar putea să producă un debit mai mic decât Q_{etj}. Debitele specifice cu cantitatea de apă mai mică de 1 l/s/km^2 sunt considerate debite de etiaj.

Debitul minim anual ($Q_{min.an}$) reprezintă debitul cu cea mai mică valoare dintr-o zi a unui an.

Debitul minim minimorum ($Q_{min.min}$) este debitul cu cea mai mică valoare, produs până în prezent.

Debitul specific reprezintă debitul de apă scurs pe versanţi, care poate fi raportat la suprafaţa bazinului hidrografic de pe care se colectează. Se calculează conform relaţiei:

$$q + \frac{Q}{F}\left[\frac{m^3}{s} * km^2 sau \frac{l}{s} * ha\right].$$

Când debitul (Q) curge continuu pe intervalul de timp (T), volumul (QT) poate fi echivalent şi cu înălţimea (h) unui strat de apă uniform repartizat pe întreaga suprafaţă a bazinului hidrografic. Se obţine prin relaţia:

$$h = \frac{QT}{F}\left[\frac{l}{m^2}\right].$$

Constanta debitului unui râu (coeficientul de torenţialitate) reprezintă raportul dintre debitul maxim şi cel minim înregistrat ($\frac{1}{933}$ pentru Bârlad, $\frac{1}{130}$ pentru Someşul Mic, $\frac{1}{16}$ pentru Dunăre etc.).

Nr. crt.	Râul	Suprafaţa bazinului km^2	Debitul mediu m^3/s	Scurgerea medie mm
1	Siret	44080	190,0	134,0
2	Mureş	27919	165,0	185,0
3	Olt	24300	164,0	213,0
4	Someş	15217	118,0	243,0
5	Jiu	10469	86,0	259,0
6	Prut	28396	80,0	89,0
7	Argeş	12681	64,0	161,0
8	Bistriţa	7042	52,0	232,0
9	Ialomiţa	8873	38,8	117,0

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

10	Timiş	5248	36,5	221,0

Tabel 20 Debitele medii pentru celor mai importante râuri din România

Debitul mediu total al râurilor din România este estimat la valoarea de 1150 m^3/s, din care 443 m^3/s aparţin bazinului Tisei, 702 m^3/s bazinului Dunării şi doar 5 m^3/s bazinului Mării Negre. Din regiunea montană, de la altitudini mai mari de 500m, provin cca.84% (955 m^3/s) din scurgerea totală, restul aparţinând regiunilor de şes (6,9%) şi de dealuri (Podişul Transilvaniei cca.70 m^3/s, Podişul Moldovei şi Podişul Sucevei cca.30 m^3/s, Câmpia Română şi Piemonturile Sudice cca.55 m^3/s, Câmpia şi Piemonturile Vestice 30 m^3/s) (Ujvari, 1972).

Pentru a se asigura un echilibru între perioadele cu excedent de umiditate şi cele cu deficit, este necesar să se realizeze o regularizare a debitelor, adică o compensare a acestora. Cea mai rapidă şi eficientă măsură o reprezintă construcţia de lacuri de acumulare (lacurile de pe râul Olt, L.Vidraru de pe Argeş, L.Strâmtorii de pe Firiza, L.Tarniţa şi L.Fântânele de pe Someş, L.Izvorul Muntelui pe Bistriţa, L.Vidra pe Lotru, L.Stânca-Costeşti pe Prut etc.).

Nr. crt.	Fluviul	Debitul mediu m^3/s	Debitul maxim m^3/s	Modulul scurgerii $l/s/km^2$
1	Amazon	190000	300000	26,5
2	Zair (Congo)	39000	60000	10,6
3	Chang Jiang	34000	40000	18,0
4	Gange	32500	65000	15,8
5	Orinoco	29100	55000	26,3
6	Mississippi	18400	80000	5,7
7	Enisei	17800	120000	7,0
8	Lena	16800	110000	7,0
9	Parana	16500	30000	6,2
10	Mekong	14800	33000	18,3
11	Sf.Laurenţiu	14000	-	10,8
12	Irrawaddy	13000	40000	30,3
13	Obi	12300	42800	4,1
14	Mackenzie	11320	26800	6,3
15	Amur	10800	40000	5,8
16	Columbia	8460	-	12,6
17	Magdalena	8200	-	34,0
18	Volga	8060	52000	5,8
19	Huan He	8000	58000	18,3
20	Niger	7000	25000	3,4
21	Salween	6700	-	20,6
22	Yukon	6560	-	7,6
23	Dunărea	6480	15500	8,0
24	Uruguay	5500	-	18,0
25	Peciora	4100	-	12,7
26	Indus	3850	30000	4,0
27	Godavari	3480	40000	11,1

BCU MAGNA CENTRALA - UNIVERSITARA

28	Hatanga	3320	18300	9,0
29	Zambezi	3300	-	2,5
30	São Francisco	3000	-	5,0
31	Nelson	2800	-	2,4
32	Nil	2600	15000	0,8
33	Kolîma	2250	25100	3,5
34	Amu Daria	2000	-	6,3
35	Nipru	1670	25800	3,3
36	Indighirka	1570	11500	4,4
37	Volta	1470	-	3,8
38	Shatt-al-Arab	1460	10000	2,0
39	Churchill	1200	-	4,3
40	Don	935	13500	2,2
41	Limpopo	825	-	1,9
42	Senegal	726	2000	1,6
43	Rio Grande	570	-	1,0
44	Colorado	508	-	-
45	Orange	500	-	0,5
46	Sîr Daria	446	-	2,0
47	Ural	400	14000	1,7
48	Murray	330	-	0,3
49	Tarim	75	2500	0,1

Tabel 21 Debitele principalelor fluvii şi râuri de pe Terra

- *Prelucrarea debitelor lichide*

Măsurătorile directe asupra debitelor trebuie să acopere întregul ecart al variațiilor din timpul anului. Datele obținute sunt folosite la efectuarea unor corelații dintre niveluri şi debite, dintre secțiunile de curgere şi vitezele medii determinate. Prin intermediul acestora se întocmesc cheile limnimetrice sau ale debitelor şi cheile tabelare cu ajutorul cărora sunt determinate debitele medii zilnice.

Cheia limnimetrică este curba grafică care reprezintă legătura dintre debitul de apă şi nivelul corespondent într-un punct dat pe un curs de apă.

La o stație hidrologică se încearcă acoperirea cu măsurători a unui ecart de variație a nivelurilor pe întreg parcursul anului. Pe baza datelor obținute, asupra debitelor şi nivelurilor corespunzătoare, se întocmesc grafice de legătură între cele două mărimi, iar în cazul în care această relație este bună, se poate obține debitul de apă pentru orice nivel citit la mira hidrologică.

O cheie limnimetrică poate fi grafică sau tabelară. Pe baza ei se pot obține debitele de apă zilnice la creşteri ale nivelurilor din cm în cm. Un grafic asemănător se obține şi pentru variația secțiunii de curgere $\Omega = f(H)$ şi pentru viteza medie pe secțiune tot în funcție de nivelurile înregistrate la mira hidrometrică ($V_m = f(H)$). Cele două relații permit extrapolarea cheii limnimetrice la valorile extreme atunci când nu se dispune de măsurători directe. Extrapolarea cheii limnimetrice nu se poate face decât pe 30% din ecarturile nivelurilor (Zăvoianu, 1999).

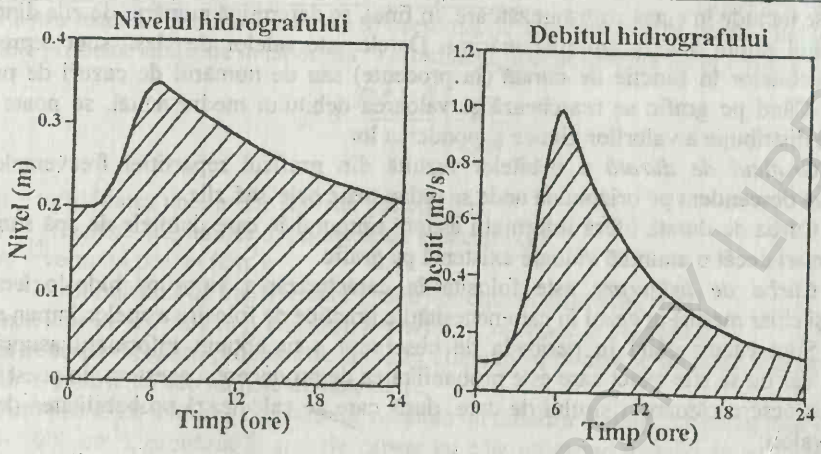


Fig.83 Hidrograful nivelurilor (a) şi debitelor (b) în funcţie de timp

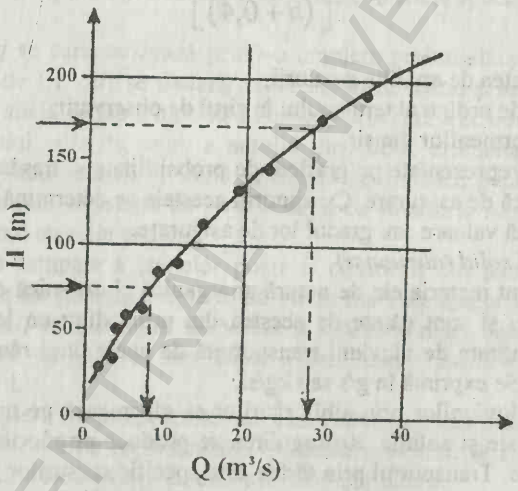


Fig.84 Cheia limnimetrică

În cazul existenţei unor "accidente" de albie (formarea podului de gheaţă, existenţa vegetaţiei în cadrul albiei etc.) se impune determinarea unei chei limnimetrice valabilă pentru perioada de iarnă, pentru cea de vară etc. Pe baza cheii limnimetrice se pot stabili debitele zilnice, lunare, anuale, debitele medii zilnice (maximale şi minimale) şi valorile absolute.

Hidrograful debitelor zilnice reprezintă variaţia debitelor râului în decursul unui an. Prin citirea acestuia se pot aprecia perioadele cu ape mari, cu viituri, se delimitează valoarea scurgerii superficiale şi a celei subterane etc..

Graficul de frecvenţă al debitelor se construieşte cu valorile medii zilnice. Pe grafic, ecartul dintre debitul maxim şi minim anual se împarte în mai multe clase de mărime, fiecare interval având un ecart egal ΔQ. În continuare, este analizată fiecare valoare zilnică şi pe baza

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

mărimii se include în clasa corespunzătoare. În final, se determină numărul de zile dintr-un an, în care debitul râului a avut anumite mărimi. Datele intervalelor de clasă sunt reprezentate pe graficul debitelor în funcție de durată (în procente) sau de numărul de cazuri de producere a acestora. Când pe grafic se marchează și valoarea debitului mediu anual, se poate aprecia și modul de distribuție a valorilor zilnice și ponderea lor.

Graficul de durată a debitelor rezultă din graficul repartiției frecvențelor care se cumulează descendent pe orizontală unde se redau toate cele 365 zile.

Curba de durată oferă informații asupra timpului în care debitele de apă sunt mai mici sau mai mari decât o anumită valoare existentă pe grafic.

Curba de asigurare este folosită în caracterizarea valorilor hidrologice (maxime, minime și chiar medii) în cazul în care necesitățile practice de folosire a apelor impun acest lucru.

Sunt cazuri când în perioada de observații s-au obținut informații asupra debitelor maxime, dar nu se știe exact care este probabilitatea de producere a acestora. În acest caz se face ordonarea descrescătoare a șirului de date, după care se calculează probabilitatea de apariție a fiecărei valori:

$$p = \left[\frac{(m-0,3)}{(n+0,4)}\right]100\%.$$

unde:

p = probabilitatea de apariție a valorii;

m = numărul de ordine al termenului în șirul de observații;

n = numărul termenilor din șir.

Valorile sunt reprezentate pe graficul de probabilitate și trasând o curbă prin media lor se obține curba empirică de asigurare. Cu ajutorul acesteia se determină probabilitatea de apariție a debitelor cu o anumită valoare sau gradul lor de asigurare.

10.1.2.Debitul solid (aluvionar)

Aluviunile sunt materialele de natură anorganică și organică care au greutate specifică mai mare decât a apei și sunt cărate de acestea din urmă dintr-un loc în altul. Debitul solid reprezintă întreaga cantitate de aluviuni transportată de apele unui râu prin secțiunea sa activă într-o unitate de timp. Se exprimă în g/s sau kg/s.

Transportul aluviunilor prin albia râurilor se efectuează pe mai multe căi: rostogolire, târâre, saltație, suspensie și soluție. Rostogolirea se produce pe râurile de munte sau în cadrul organismelor torențiale. Transportul prin târâre este specific cursurilor mijlocii, mai cu seamă la aluviunile care au o greutate specifică egală sau mai mică decât a apei. În momentul în care mișcarea turbulentă devine mai activă, aluviunile fine sunt transportate în suspensie. Transportul în soluție îl realizează apele încărcate cu clorură de natriu sau alte săruri.

Aluviunile în suspensie au cea mai mare frecvență în transportul exercitat de râuri și pot reprezenta 90-98% din totalul aluvionar. Excepție fac doar cursurile superioare ale râurilor montane, unde ponderea cea mai mare o au aluviunile de fund. În cadrul secțiunii active a râului repartiția aluviunilor în suspensie depinde de intensitatea mișcării turbulente, de mărimea, forma și greutatea particulelor.

De obicei, cantitatea de aluviuni, în secțiunea vie a unui râu, crește de la suprafață spre adâncime și de la maluri spre mijlocul albiei. Pentru colectarea aluviunilor se folosesc batometrele cu umplere instantanee și batometrele cu umplere prelungită.

Pentru calculul debitului solid se folosesc datele obținute pentru debitul lichid, precum și rezultatele probelor analizate în laborator. Turbiditatea apei se află conform formulei:

$$\rho = \frac{P * 10^6}{A} \left[\frac{g}{cm^3} \right].$$

unde:

ρ = turbiditatea unei probe (într-un punct) (g/m^3);
P = greutatea aluviunilor din punctul de colectare (g);
A = volumul probei (cm^3);
10^6 = coeficientul de transformare a metrilor cubi în milimetri cubi.

Instrumente utilizate la prelevarea probelor de aluviuni în suspensie

În vederea recoltării probelor de aluviuni aflate în suspensie se folosesc mai multe tipuri de dispozitive cunoscute sub numele de batometre.

Batometrul cu umplere instantanee prezintă un cilindru metalic, cu capacitate cunoscută (între 500-5.000 cm^3), prevăzut la ambele capete cu câte un capac metalic ce se închide etanș. Batometrul în poziție deschis, fixat de o tijă metalică, se introduce la adâncimea dorită, pe direcția de curgere a apei, după care se scoate și se golește în sticle speciale sau alte recipiente cu volum cunoscut.

Sticla cu ajutaj se caracterizează printr-o umplere prelungită și este alcătuită dintr-un recipient cu capacitatea de 1 l, care se fixează pe un suport de metal și se scufundă la adâncimea dorită. De regulă, este o sticlă de lapte închisă cu un dop prin care trec două țevi: una de umplere, orientată contra curentului; alta de ieșire a aerului din sticlă, orientată în direcția curentului. Pentru a împiedica pătrunderea apei în sticlă în timpul scufundării până la locul de prelevare, orificiul de pătrundere a apei se astupă cu un dop legat cu sfoară; la momentul potrivit se trage sfoara și prin urmare dopul iese din orificiu.

Dispozitivul de astupare a sticlelor poate fi constituit din patru dopuri (capete) care prezintă diametre diferite ale țevii de umplere. La viteze mari ale apelor se folosește orificiul cel mai mic, iar la viteze mici, cel mai mare. La viteze și adâncimi mari, batometrul se introduce, la fiecare punct de măsurare, cu ajutorul unui cablu lestat. Pentru râurile mici se poate folosi și o sticlă cu capacitatea de 1 l.

Sistemul de umplere lentă reprezintă mai exact situația pulsațiilor pe care le are curentul de apă în perioada umplerii. Este recomandabil ca măsurătorile să se execute în profilul de la mira pentru ca rezultatele să fie corelate cu cele ale debitelor lichide.

- Tipuri de măsurători pentru aluviunile în suspensie

În funcție de posibilități și de interesul avut se pot face mai multe tipuri de măsurători ale debitului solid în suspensie.

Măsurătorile complete se fac, de regulă, în timpul măsurătorilor de debit lichid. Se recoltează probe de apă din toate punctele în care s-a determinat viteza, sau în verticalele caracteristice care îndeplinesc condițiile:

- să fie amplasate în zonele cu turbiditate mare față de restul verticalelor;
- să fie în sectoarele profilului transversal cu neregularități pronunțate.

Măsurătorile simplificate de aluviuni se efectuează în perioada viiturilor și a apelor mari, când nu există timpul necesar pentru efectuarea evaluărilor complete. Măsurătorile se efectuează la 0,6h sau la suprafață, în funcție de modul cum s-au determinat vitezele din timpul viiturilor.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Măsurătorile simple constau în recoltarea probelor numai din verticalele stabilite (una sau două) pentru acest tip de măsurători.

Când se efectuează măsurătorile "complete" se prelevează probe şi din verticalele fixate pentru probele "simple".

Măsurătorile de control sunt aşa-zisele măsurători "complete" (două sau trei) care se execută la fiecare staţie, în decursul unui an. Se acordă o atenţie deosebită viiturilor.

Măsurătoarea integrată constă din coborârea lentă şi cu viteză uniformă a batometrului cu umplere înceată, pe tot traseul verticalei. Proba are valoarea turbidităţii medii pe verticală.

Apa medie tip este asemănătoare ca procedeu cu măsurătoarea completă (Carbonnel, citat de Zăvoianu, 1999). Se prelevează probe din toate punctele de măsurare a vitezei, numai că acestea, în final, se varsă într-un vas mai mare unde se amestecă bine toate probele. Din întreaga cantitate bine omogenizată se ia o singură probă, care este reprezentativă pentru întreaga secţiune. Rezultatul reprezintă turbiditatea medie pe secţiune şi cu ajutorul ei se poate calcula, în funcţie de debitul de apă, şi cantitatea de aluviuni transportată de cursul de apă.

Probele recoltate se pun la filtrat în vederea reţinerii aluviunilor. Greutatea filtrelor a fost determinată după o prealabilă uscare în etuvă la 104,5^{0}C. Greutatea va fi inscripţionată pe filtrul gol şi pe plicul în care se va vărsa. Pe plic se trec şi numele râului, staţiei hidrometrice, data la care s-a prelevat proba, cota mirei şi punctul de prelevare. Proba lichidă se trece prin filtru aşezat într-o pâlnie deasupra unui vas în care curge apa filtrată. Pe hârtia de filtru vor rămâne particulele solide. Filtrul cu aluviuni se usucă şi se introduce în plic. În laborator, filtrele se usucă din nou la 104,5^{0}C pentru îndepărtarea apei din sedimente şi se vor cântări pentru determinarea greutăţii filtrului plin. Rezultatele se trec pe plic, pe filtru şi într-un registru. Ca urmare a diferenţei dintre cele două valori se determină cantitatea de aluviuni în suspensie. Prin urmare, turbiditatea (ρ) este cantitatea materialului solid (P) existentă într-un litru de apă recoltat (V):

$$\rho = \frac{P}{V}\left(\frac{g}{l}\right).$$

- *Metodele de calcul ale debitelor de aluviuni*

Operaţiile premergătoare constau în:

a. Cântărirea filtrelor goale, trecerea numărului şi greutatea filtrului gol într-un registru, cântărirea filtrelor cu aluviuni, trecerea pe plic şi în registru a greutăţii filtrului plin, determinarea cantităţii de aluviuni conţinute în filtre, prin diferenţa greutăţii;

b. Calcularea turbidităţii (ρ) cunoscând greutatea aluviunilor (G) şi volumul de apă recoltată (W):

$$\rho = \frac{G}{W}.$$

c. Înscrierea valorilor în carnet;

d. Calcularea debitelor unitare de aluviuni în suspensie (α) pentru punctele în care s-a determinat viteza apei (V) şi în care s-au prelevat probele şi s-a calculat turbiditatea (ρ):

$$\alpha = \rho * V_{(g/m^2/s)}.$$

e. Verificarea datelor cu ajutorul reprezentării grafice şi trasarea epurelor pentru turbiditate, viteză şi debit unitar. La verificarea datelor se are în vedere:

- la epurele vitezelor valorile scad de la suprafaţă spre fund;
- la epurele de turbiditate valorile cresc de sus în jos;

- la epurele debitului unitar valorile cresc de sus în jos, dacă variația vitezei pe verticală este mai mare ca cea a turbidității și scad dacă variația turbidității este mai mare decât cea a vitezelor (Diaconu et al., 1997; Zăvoianu, 1999).

Metoda analitică se aplică în cazul în care variația pe verticală a vitezelor și a turbidităților este normală. Constă în determinarea debitelor parțiale dintre verticalele de măsurare a aluviunilor și din însumarea acestora. Aplicarea metodei impune trecerea prin mai multe etape.

a. Determinarea *debitelor unitare medii de aluviuni în verticalele de măsurare* (α_m) se efectuează conform ecuațiilor specifice pentru măsurarea vitezelor.

- Pentru adâncimi (h) de 15-20 cm, viteza și turbiditatea se măsoară într-un singur punct și debitul unitar pe verticală este:

$$\alpha_m=\alpha_{0,6}=\rho_{0,6}V_{0,6}\ (g/m^2/s).$$

- Pentru adâncimi (h) între 21-40 cm, viteza și turbiditatea se determină în două puncte (la suprafață și la fund) și debitul unitar mediu este dat de ecuația:

$$\alpha_m=\frac{(\alpha_s+\alpha_f)}{2}.$$

- Pentru adâncimi (h) între 41-80 cm, măsurătorile se fac la 0,2h, 0,6h și 0,8h și debitul unitar se obține conform ecuației:

$$\alpha_m=\frac{(\alpha_{0,2}+2\alpha_{0,6}+\alpha_{0,8})}{4}.$$

- Pentru adâncimi mai mari de 80 cm, măsurătorile se fac la suprafață, la 0,2h, 0,6h, 0,8h și la fund și debitul unitar mediu se obține conform formulei:

$$\alpha_m=\frac{(\alpha_s+\alpha_{0,2}+\alpha_{0,6}+2\alpha_{0,8}+\alpha_f)}{10}.$$

Când măsurarea aluviunilor s-a efectuat într-un singur punct pe verticală (0,6h) și vitezele s-au determinat în mai multe puncte, debitul unitar mediu (α_m) este egal cu produsul dintre viteza medie pe verticală (V_m) și turbiditatea la 0,6h:

$$\alpha_m=V_m\rho_{0,6}.$$

b. Determinarea *debitelor unitare de aluviuni între verticalele de măsurare* se face ca semisumă a debitelor medii unitare dintre verticalele vecine (X și Y) (Diaconu et al., 1997):

$$\alpha_m(XY)=\frac{[\alpha_m(X)+\alpha_m(Y)]}{2}.$$

La verticalele dintre mal și prima și ultima verticală de măsurare, se consideră ca valoare medie 2/3 din debitul unitar al primei și ultimei verticale.

c. Determinarea *suprafețelor parțiale dintre două verticale succesive de măsurare a aluviunilor* se face conform determinării debitului lichid.

d. Determinarea *debitelor parțiale de aluviuni (R_p) dintre două verticale (X și Z)* este identică cu cantitatea de aluviuni care trece prin suprafața dată într-o unitate de timp (g/s). Se calculează ca produs al suprafeței dintre verticale ($\omega(XY)$) și debitul unitar mediu dintre verticalele ($\alpha_m(XY)$):

$$R(XY)=\alpha_m(XY).$$

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

e. Determinarea *debitului total de aluviuni în suspensie (R)* se efectuează prin însumarea debitelor parțiale (Diaconu et al., 1997).

f. *Turbiditatea medie* (ρ_m) este raportul dintre debitul total al aluviunilor (R) și debitul de apă (Q):

$$\rho_m = \frac{R}{Q}.$$

g. *Turbiditatea maximă și minimă* se aleg din mulțimea măsurătorilor efectuate în secțiunea dată.

Metoda grafomecanică se aplică în cazul în care:

- s-au efectuat măsurători complete numai că epurele vitezelor și de turbiditate au o formă aparte;
- lipsesc mai mult de două probe din punctele standard pe verticală;
- probele nu s-au recoltat din punctele standard;
- calcularea debitului lichid s-a efectuat grafomecanic (Diaconu et al., 1997).

În calcul sunt recomandate următoarele etape:

a. Elaborarea *profilului transversal* al secțiunii, ca în cazul debitelor lichide.

b. Întocmirea *epurelor* de viteză, turbiditate și debit unitar de aluviuni în suspensie pentru fiecare verticală.

c. *Planimetrarea suprafeței* epurelor în vederea obținerii valorilor exacte (cm^2).

d. *Calculul vitezei medii* (V_m) se face ca la măsurarea debitului lichid.

e. *Turbiditatea medie* (ρ_m), în cazul în care s-a recoltat o singură probă (0,6h), este considerată valoare medie. Pentru mai multe măsurători pe verticală se are în vedere suprafața epurei, adâncimea verticalei, scara adâncimilor și a turbidității.

f. *Debitul unitar mediu de aluviuni* (α_m), la măsurători de 0,6h, se obține prin produsul dintre turbiditatea la 0,6h și viteza medie a verticalei (V_m):

$$\alpha_m = \rho_{0,2} V_m.$$

g. *Debitul elementar de aluviuni (R)*, pentru fiecare verticală, se calculează prin produsul dintre debitul unitar de aluviuni pe verticală și adâncimea verticalei:

$$r = \alpha_m h(g/s/m).$$

Când se efectuează măsurători numai la 0,6h:

$$r = \alpha_{0,6} H.$$

h. *Epura debitelor elementare de aluviuni* pe lățimea profilului se construiește la o scară potrivită, ținându-se cont și de scara pentru epura vitezelor și a turbidității. Planimetrarea epurei debitelor elementare de aluviuni facilitează calcularea debitului total de aluviuni (R) prin produsul dintre suprafața planimetrată și produsul scărilor utilizate.

Metoda grafoanalitică

Este asemănătoare cu metoda grafomecanică numai că epura nu se planimetrează ci se împarte în benzi orizontale de lățimi cunoscute (4-5mm). Se determină suprafața pentru fiecare fâșie, asimilând-o cu o figură geometrică (dreptunghi, trapez, triunghi), restul etapelor fiind identice ca la metoda grafomecanică.

Metoda măsurătorilor de aluviuni la "0,6h"

Se calculează doar prin metoda analitică și se determină debitul unitar mediu la 0,6h pentru fiecare verticală:

$$\alpha_{0,6} = \rho_{0,6} V_{0,6}.$$

BCU "BABEȘ-BOLYAI" UNIVERSITY LIBRARY

În condițiile determinării vitezelor la suprafață și la fund, se consideră că viteza medie a verticalei (V_m) este viteza calculată din media celor două determinări:

$$\alpha_{0,6}=\rho_{0,6}V_m.$$

Utilizând determinările la 0,6h, se obține un debit de aluviuni (fictiv) ($R_{0,6}$) care, raportat la debitul de apă, permite aflarea unei turbidități medii (fictive) pe secțiuni ($\rho_{0,6}$):

$$\rho_{0,6}=\frac{R_{0,6}}{Q}.$$

Prin corelarea turbidității medii pe secțiuni, de la măsurătorile complete cu cele calculate numai pe baza măsurătorilor de la 0,6h, se obține un grafic din care se extrag valorile turbidităților medii pe secțiuni.

Metoda măsurătorilor de aluviuni "la suprafață"

Se folosește aceeași metodologie ca pentru calculul măsurătorilor la 0,6h, de unde se determină pentru fiecare verticală:

$$\alpha_s=\rho_s V_s.$$

Având în vedere că α_s este valoarea medie pe verticală, măsurătoarea se calculează ca în cazul evaluării aluviunilor la 0,6h, cu un debit de aluviuni la suprafață (fictiv) (ρ_{ms}). Prin folosirea măsurătorilor complete se pot corela turbiditățile medii (ρ_m) cu cele de la suprafață (ρ_{ms}) pentru a se obține corelația pe baza căreia valorile sunt corelate astfel:

$$\rho_m = K\rho_{0,6};$$

$$\rho_m = K\rho_{ms}.$$

unde:

K = panta dreptei de corelație.

Prin folosirea rezultatelor obținute, debitul de aluviuni se poate obține din formulele (Diaconu et al., 1997):

$$R = Q\rho_m;$$

$$R = QK\rho_{m0,6};$$

$$R = QK\rho_{ms}.$$

Când se folosește apa medie tip, adică o singură probă pe întreaga secțiune de curgere, este utilizată formula:

$$R = \rho_m Q.$$

De obicei se apelează la efectuarea măsurătorilor simple deoarece nu sunt costisitoare și dacă se respectă metodologia sunt folositoare pentru obținerea debitelor zilnice.

În condițiile în care se cunoaște valoarea medie anuală a turbidității (ρ_m), sau a debitului de aluviuni în suspensie (R_m), se poate aprecia volumul anual (W) care iese din bazinele hidrografice.

Debitul unitar de aluviuni (α) reprezintă cantitatea de aluviuni ce se deplasează pe unitatea de suprafață într-o unitate de timp:

$$\alpha = \rho * V\left[\frac{g}{m^2 s}\right].$$

unde:

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

α = debitul unitar de aluviuni $\left(\frac{g}{m^2 s}\right)$;

V = viteza apei în punctul de colectare a probei $\left(\frac{m}{s}\right)$.

Debitul mediu unitar de aluviuni (α_{med}) se obține prin planimetrarea suprafeței cuprinse de debitul unitar de aluviuni și raportarea ei la adâncimea apei (h).

Pentru o mai bună cunoaștere a debitelor zilnice se construiește o curbă de corelație între debitele lichide și cele de aluviuni - R=f(Q) sau R=f(H). Prin cunoașterea acestor elemente hidrologice se poate stabili volumul scurgerii solide în suspensie (W) de pe spațiul unui bazin hidrografic în raport cu debitul solid mediu anual (Rm) sau chiar de turbiditatea media anuală a râului (ρ_m):

$$W = R_m * 31{,}560\left(\frac{t}{an}\right);$$

$$W = Q_m * \rho_m * 31{,}560\left(\frac{t}{an}\right).$$

Aluviunile târâte sunt importante atât din punct de vedere hidrologic, cât și geomorfologic. Cantitatea lor crește odată cu viteza apei din râuri.

Diametrul mediu al materialelor existente pe patul albiei descreşte de la izvoare spre vărsare. Această sortare depinde, în primul rând, de panta profilului longitudinal care determină şi viteza curentului de apă, de gradul de uzură al materialelor şi de capacitatea de transport a cursului de apă. Prin urmare, materialele grosiere, care la viteze mari pot fi transportate în suspensie, la viteze mici pot fi transportate prin rostogolire sau târâre, într-un final fiind depuse pe fundul albiei.

Debitul aluvionar târât (G) reprezintă cantitatea de aluviuni ce se deplasează pe patul albiei, pe întreaga secțiune a râului, într-o unitate de timp şi se exprimă în g/s sau kg/s.

Pentru o analiză detaliată a valorii particulelor solide antrenate de curentul de apă trebuie recoltate probe de pe fundul albiei cu ajutorul batometrelor capcană sau sită.

Batometrul capcană (tip ISCH) prezintă o cutie lungă de 80 cm, prevăzută cu o secțiune de intrare de 22 cm lățime şi una de ieşire cu dimensiune dublă. Partea superioară a cutiei este liberă, în timp ce partea inferioară, care se aşează pe fundul râului, este prevăzută cu un grătar de tip jaluzele îndreptate spre aval. Cu acest batometru se pot recolta aluviuni cu diametre de până la 12 mm.

Batometrul sită este format dintr-un cadru dreptunghiular de 20 cm lățime, având montată la partea inferioară o plasă de sârmă cu ochiuri dimensionate, în funcție de diametrul particulelor care, de regulă, nu depăşesc 10-15 mm. Este fixat la capătul unei tije metalice pentru a putea fi aşezat pe fundul albiei. Timpul de recoltare variază între 90'' şi 10', fiind determinat de viteza curentului de apă şi de granulometria particulelor. Este folosit, cu precădere, la râurile montane. La viteze mai mari de 1 m/s şi granulometrie <10 mm, timpul de recoltare este scurt; la viteze <0,2 m/s şi granulometrie de >10 mm, timpul este mai mare.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Probele sunt prelevate din minimum 5 verticale, fiecare cu câte 3 probe la același timp de recoltare. Determinarea debitelor târâte se face pe baza probelor recoltate și cântărite după uscare.

Debitul elementar de aluviuni de fund (g) reprezintă cantitatea de aluviuni (P) care este vehiculată în unitatea de timp (T) printr-o lățimea parțială (b):

$$g = \frac{100P}{Tb}(g/s/m).$$

Nr. crt.	Natura particulelor	Diametrul particulelor mm	Viteza apei la care particulele solide încep să se miște m/s
1	Mâl	0,055-0,06	0,15-0,20
2	Nisip fin	0,10-0,25	0,21-0,30
3	Nisip grosier	0,5-1,0	0,31-0,40
4	Pietriș mijlociu	2-5	0,50-0,70
5	Bolăvăniș mijlociu	20-50	1,20-1,80
6	Bolovăni	>50	>2,50

Tabel 22 Antrenarea particulelor solide în funcție de viteza apei

Debitul elementar al aluviunilor târâte se calculează după relația:

$$g = \frac{P*1000}{t*b}.$$

unde:

P = greutatea aluviunilor din probă (g);

t = durata, exprimată în secunde, de scufundare a barometrului pentru colectarea probei de aluviuni de pe fund;

b = grosimea orificiului (cm) de captare a aluviunilor.

Metode de determinare a debitelor de aluviuni târâte (G)

În funcție de debitele aluvionare elementare se calculează debitul de aluviuni târâte prin *metoda analitică*:

$$G = 0{,}001\left(\frac{g_1}{2}*b_0 + \frac{g_1+g_2}{2}*b_1 + \ldots + \frac{g_{n-1}+g_n}{2}*b_2\right)\left[\frac{kg}{s}\right].$$

unde:

g_1, g_2, g_3, g_n = debitele elementare ale aluviunilor de fund, măsurate pe verticalele de adâncime;

b_1, b_2, b_3, b_n = distanța între verticalele de adâncime (m).

Metoda grafomecanică este asemănătoare cu metoda de determinare a debitelor lichide. Prin această metodă se construiește, deasupra profilului transversal al unei curbe definită de debitele elementare, verticalele analizate, după care se planimetrează suprafața delimitată. Când se trasează curba se are în vedere faptul că în apropierea malurilor, ca urmare a vitezelor reduse, transportul este nul și prin urmare punctul inițial și final al curbei debitelor elementare se află

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

între mal şi prima sau ultima verticală. Debitul total este rezultat din planimetrarea suprafeţei înmulţită cu produsul scărilor.

Scurgerea de aluviuni pe râurile din România

Scurgerea de aluviuni, din cadrul unui bazin hidrografic, este rezultanta interacţiunii complexului de factori fizico-geografici. În analizarea valorii eroziunii exercitate în cadrul unui bazin este imperios necesar să se ţină cont de următorii factori: rezistenţa rocilor la acţiunea factorilor erozivi, permeabilitatea rocilor, grosimea profilului de sol şi a scoarţei de alterare, starea de agregare a solurilor şi textura acestora, gradul de acoperire cu vegetaţie, panta versanţilor şi lungimea acestora, orientarea versanţilor, valoarea insolaţiei, gradul de fragmentare, valoarea scurgerii pe versanţi şi în albie etc.

Pentru cunoaşterea regimului de variaţie şi repartiţia spaţială a scurgerii de aluviuni în suspensie este necesar să se analizeze scurgerea specifică de aluviuni în suspensie (scurgerea medie specifică de aluviuni în suspensie, scurgerea maximă specifică de aluviuni în suspensie şi scurgerea minimă specifică de aluviuni în suspensie).

Scurgerea specifică de aluviuni în suspensie (r) defineşte cantitatea de aluviuni scursă prin secţiunea unui râu, de pe o unitate de suprafaţă, în decursul unui an (t/ha/an).

În caracterizarea scurgerii de aluviuni trebuie avute în vedere câteva caracteristici de bază:

- *Scurgerea medie specifică de aluviuni în suspensie (r_{med})* se exprimă în t/ha/an.

Defineşte cantitatea de aluviuni eliberată din cadrul unui bazin hidrografic, de pe suprafaţa unui ha în decurs de 1 an. Poate fi aplicată unui singur an sau unei perioade mai mari.

- *Scurgerea maximă specifică de aluviuni în suspensie (r_{max})* se exprimă în t/ha.

Defineşte cantitatea de aluviuni scoasă de pe suprafaţa unui ha într-o perioadă dată. Este utilizată în cazul în care se analizează unele viituri separate, la valoarea maximă dintr-un an sau din cadrul unei perioade mai mari.

- *Scurgerea minimă specifică de aluviuni în suspensie (r_{min})* se exprimă în t/an.

Defineşte cantitatea de aluviuni care interesează unele domenii practice precum alimentarea cu apă a unor localităţi, ramuri industriale etc.

Datele multianuale de la 200 staţii hidrometrice din România au permis elaborarea unor studii care privesc variaţiile debitelor de aluviuni în suspensie din lungul râurilor şi variaţiile altitudinale.

Pentru cele mai importante râuri din România se constată o legătură directă între debitele de apă şi cele de aluviuni în suspensie: Siret, Mureş, Olt, Someş, Argeş, Ialomiţa, Jiu, Prut, Prahova etc. În acest caz, o creştere a debitului de apă determină o mărire a cantităţii de aluviuni în suspensie. Relaţia se stabileşte conform formulei:

$$LogR = 1{,}25 \log Q.$$

Fiecare curs de apă, în funcţie de ansamblul factorilor fizico-geografici, prezintă o curbă bine definită. Transportul, eroziunea şi depozitarea sunt în funcţie de viteza apei şi dimensiunea particulelor.

O altă legătură se stabileşte între scurgerea medie specifică de aluviuni în suspensie şi altitudinea medie a bazinelor hidrografice. În acest caz se constată o legătură bună între debitele de apă şi cele de aluviuni în suspensie în cadrul bazinelor mici, situate în condiţii fizico-geografice omogene: râurile din Maramureş, din bazinul Someşului (cu excepţia Someşului Mic la >600m alt.), bazinul Mureşului superior la >700m alt. şi pe versantul sudic al Carpaţilor Meridionali la >1.000m alt. (Diaconu, 1971).

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Pe clina sudică a Carpaților Meridionali și de la Curbură, începând de la culmile carpatice, cantitățile de aluviuni încep să crească spre regiunea subcarpatică, unde ating cele mai mari valori (Subcarpații Curburii) de >25 t/ha/an. Se pune în evidență o relație inversă între scurgerea lichidă și solidă în repartiție teritorială (Diaconu, 1971). La bazinele mici, aceste valori depășesc cu mult mediile, ajungând la 400-500 t/ha/an. Cazul în sine este repercusiunea unei acțiuni intense de eroziune și transport favorizate de rocile friabile, gradul mare al fragmentării reliefului, energia acestuia, lungimea mică a versanților, acțiunea de despădurire pe pante accentuate etc. De la maximul eroziv din zona subcarpatică, valorile scad din nou spre câmpie, numai că de data aceasta există o relație directă între creșterea cantității de aluviuni și altitudine.

Cele mai mici valori ale scurgerii medii specifice de aluviuni în suspensie se înregistrează în Câmpia Română și Câmpia Banato-Crișană deoarece pantele sunt foarte mici și energia reliefului redusă. Valori identice se înregistrează și în Carpații Meridionali și Munții Apuseni (0,5 t/ha/an) numai că de data aceasta sunt generate de marea rezistență a rocilor la eroziune.

În turbiditatea cursurilor de apă se remarcă o distribuție asemănătoare cu valori <100 g/m^3 în zona înaltă și de câmpie, și cu valori foarte ridicate de >2.500 g/m^3 în zona Subcarpaților Getici; maximul este de 25.000 g/m^3 în Subcarpații Curburii dintre Buzău și Putna.

Cele mai mari valori ale turbidității sunt strâns legate de producerea viiturilor din timpul verii (mai-august) când se manifestă cele mai puternice ploi torențiale. Din punct de vedere cantitativ există o serie de diferențieri între debitul lichid și solid. Dacă 80% din volumul de apă se scurge în 235 zile, același volum al debitului solid se realizează în timp de 115 zile. În condițiile în care 50% din scurgerea lichidă se produce în 90 zile, același volum al scurgerii solide se realizează în doar 20 zile (Diaconu, 1971).

În condițiile teritoriului României, s-a calculat o scurgere medie specifică de aluviuni în suspensie de 1,88 t/ha/an, ceea ce corespunde unui volum de 44,5 mln.t de aluviuni evacuate de râuri. Partea vestică a României, inclusiv valea Cernei, care reprezintă 35% din teritoriu, deține o scurgere medie specifică de aluviuni în suspensie de 1,0 t/ha/an și contribuie cu 8,8 mln.t la bugetul total. Partea aferentă bazinelor până la Prut, care însumează 65% din teritoriu, deține o scurgere medie de aluviuni în suspensie de 2,4 t/ha/an, ceea ce corespunde unui volum de 35,7 mln.t (Diaconu, 1971).

Pe plan mondial eroziunea maximă și debitul solid cu cea mai mare valoare se înregistrează în sectoarele unde precipitațiile cad într-o cantitate foarte mare (climatul musonic, ecuatorial și subecuatorial, unele sectoare montane etc.).

10.m. Inundațiile (viiturile)

Inundația reprezintă creșterea bruscă și de scurtă durată a nivelului, și implicit a debitului de apă a unui râu, peste valoarea obișnuită. În acest caz teritoriul învecinat este acoperit temporar sau permanent (la scară temporală redusă) cu apă. Mai este cunoscută sub numele de viitură sau revărsare (termeni echivalenți pentru anumite valori ale nivelurilor).

În decursul timpului s-au dat mai multe definiții, în funcție de cauzele și implicațiile induse de acestea: "Inundația este o scurgere relativ mare, care provine din precipitații și provoacă ieșirea apei din albie" (Chow, 1973); "Inundația reprezintă orice scurgere care depășește malurile unui râu" (Rostvedt et al., 1968); "Inundația reprezintă corpul de apă care se ridică pe un teritoriu foarte rar submers" (Ward, 1975) etc.

Trei factori principali provoacă apariția inundațiilor: climatologici (precipitații, topirea zăpezii, topirea gheții, precipitații și topire), parțial climatologici (scurgerea fluvială și mareele, furtunile marine), alții (cutremure, alunecări, ruperea barajelor) (Newson, 1994).

Climatologici	Precipitații
	Topirea zăpezii
	Topirea gheții
	Precipitații + topire
Parțial climatologici	Scurgerea fluvială și mareele
	Furtunile marine
Alții	Cutremure
	Alunecări de teren
	Ruperea barajelor

Tabel 23 Factorii care provoacă apariția inundațiilor

La intensificarea inundațiilor contribuie anumite condiții: cele existente în bazinul hidrografic, cele specifice rețelei hidrografice și albiei (Newson, 1994).

Condițiile bazinului hidrografic	Stabile	Suprafață		
		Formă		
		Pantă		
		Morfografie		
		Altitudine		
	Variabile	Interacțiuni între climat, sol, vegetație și activitatea umană	Capacitatea de stocare	Sol
				Rocă
			Infiltrare	
			Transmisivitate	Sol
				Rocă
Condițiile rețelei hidrografice	Stabile	Inițiale (model)		
	Variabile	Suprafața de stocare		
		Dimensiunea albiei		
		Drenajul subteran		
Condițiile albiei	Stabile	Pantă		
		Controlul inundației		
	Variabile	Rugozitate		
		Încărcătura solidă		
		Formă		
		Stocare		

Tabel 24 Condițiile care determină intensificarea inundațiilor

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Totodată, cauzele care determină apariția inundațiilor sunt *naturale* și *accidentale.*

Inundațiile naturale sunt provocate de cauze care nu depind de activitatea umană: precipitații bogate, topirea zăpezilor și gheții etc. Precipitațiile bogate, în anumite condiții, pot determina ridicarea nivelului apei în doar câteva minute. Inundațiile accidentale sunt determinate de cauze antropice: amenajări în bazinul hidrografic care pot duce la amplificarea debitelor naturale; amenajări ale albiei ce determină strangularea secțiunii de scurgere; cutremure induse de amenajări; alunecarea bruscă a versanților în acumulări naturale sau antropice; exploatarea necorespunzătoare a descărcărilor de ape mari din lacurile de acumulare; declanșarea unor fenomene noi prin avarierea sau ruperea construcțiilor și sistemelor hidrotehnice etc.

Cele mai multe *inundații accidentale* au fost cauzate de ruperea barajelor. Cauzele care pot determina dispariția unui baraj sunt multiple: încărcătură solidă foarte ridicată, eroziune la suprafață cauzată de debordare, sufoziune, tasare etc. În această situație viitura se manifestă mult mai pregnant într-un timp scurt și distrugerile materiale sau umane sunt, de cele mai multe ori, mai mari. Cele mai importante pagube se produc în apropierea barajului, după care, în aval, ca urmare a diminuării puterii curentului de apă, efectele se diminuează. În acest caz există trei categorii de pagube cunoscute sub numele de: distrugere totală (în apropierea barajului); distrugere parțială (sectorul imediat aval celei dintâi); pagube datorate doar inundației (sectorul aval).

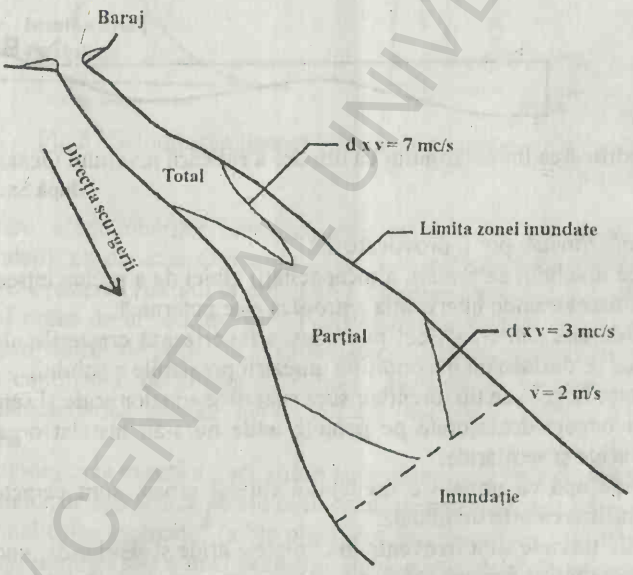


Fig.85 Sectoare afectate de o viitură provocată de ruperea unui baraj
după Roșu, Crețu. 1998

Inundațiile naturale creează condiții specifice în peisaj. Cele mai spectaculoase inundații sunt provocate de depresiunile extratropicale și cicloni, deoarece ele sunt de mari dimensiuni și se pot desfășura într-un interval mare de timp. Revărsările de scurtă durată, și cu intensitate redusă, sunt provocate de norii cumulus sau convecție. Eliminarea lor constituie o intervenție brutală în cadrul echilibrului ecologic. La stadiul actual de evoluție a umanității nu poate fi promovată ideea conservării condițiilor naturale de inundabilitate în acțiunile de protecție a

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

mediului. Inundațiile accidentale produc dezechilibre ecologice foarte importante. Nici în acest caz reducerea efectelor inundațiilor accidentale, la cele naturale, nu ar reprezenta o soluție (Roşu, Crețu, 1998).

Ca urmare a diverselor cauze care determină apariția inundațiilor, acestea pot fi clasificate în două mari categorii: *fluviale* şi *litorale* (*marine*) (Smith, Ward, 1998).

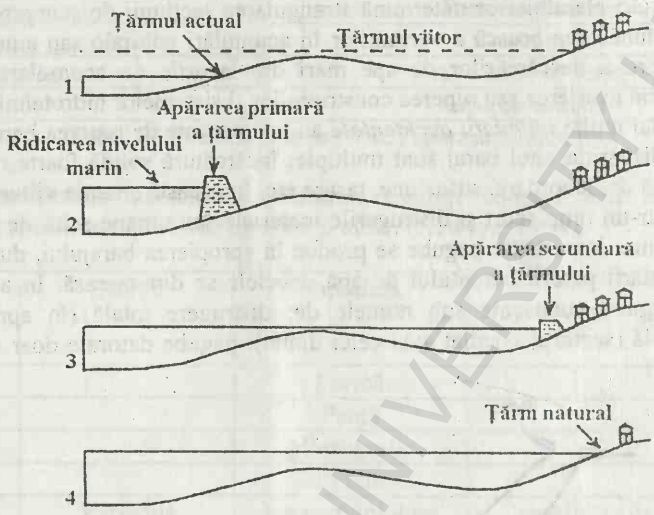


Fig.86 Modificarea liniei țărmului ca urmare a ridicării nivelului Oceanului Planetar
după Smith, Ward, 1998

Inundațiile fluviale pot fi provocate de:

-creşterea nivelului ca urmare a incapacității albiei de a prelua întreaga cantitate de apă; sunt specifice sectoarelor unde intervenția antropică este puternică;

-surplus de apă subterană; cel mai adesea favorizează creşterile ulterioare care provin din precipitațiile ce se desfăşoară în condițiile umezirii prealabile a solului;

-precipitații bogate de tip torențial; sunt specifice zonelor aride şi semiaride;

-scurgeri bogate desfăşurate pe pantele unde nu s-au instalat organisme liniare; sunt specifice zonelor aride şi semiaride;

-surplus de apă ca urmare a drenajului fluvial urban; sunt caracteristice marilor arii urbanizate unde infiltrarea este diminuată.

Inundațiile fluviale sunt frecvente în climatele aride şi semiaride, unde ploile au caracter torențial. În aceste condiții perioada de retur este foarte scurtă şi vârful hidrografului destul de ridicat. În climatele moderate, de tip oceanic, sunt rare şi slabe.

Inundațiile litorale (*marine*) sunt caracteristice zonelor aflate la contactul cu apa mărilor şi oceanelor. În acest caz apar:

-inundații cu ape salmastre, datorate creşterilor mareice amplificate de desfăşurarea furtunilor; sunt specifice sectoarelor estuariene şi deltaice;

-inundații cu ape sărate, datorate valurilor care sparg cordoanele litorale şi favorizează penetrarea apelor marine în incinte închise sau parțial închise.

Inundațiile litorale sunt din ce în ce mai frecvente deoarece nivelul general al mării este în continuă creştere şi ţărmul se modifică continuu. Se impun măsuri imperioase de stabilizare a ţărmului.

Cea mai importantă caracteristică a unei inundații este înălțimea apei în albie, care se poate ridica la valori foarte mari pentru unele fluvii: Parana 40m la Guaira, Garonne 12m la Agen, Târnava Mare 4m la Mediaş, Dunărea 5m la Patlageanca etc.

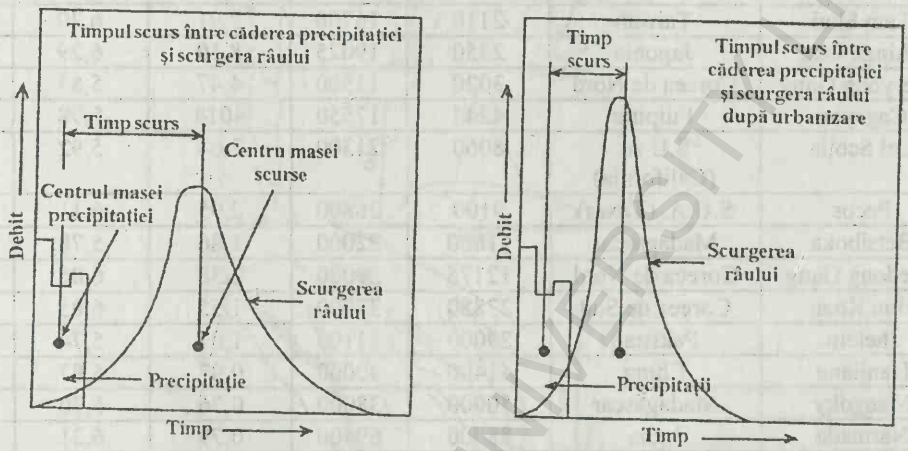


Fig.87 Schimbarea formei viiturii ca urmare a urbanizării

după Leopold, 1994

Ca urmare a schimbărilor climatice care au avut loc în ultima perioadă, numărul cazurilor de inundații, cu caracter catastrofal, este în continuă creştere şi pagubele se ridică la miliarde de dolari. Creşterea riscului la inundații a crescut şi ca urmare a urbanizării accentuate. În zonele cu grad redus de urbanizare vârful hidrogramei este mai redus, comparativ cu cel al provinciilor cu grad ridicat de populare şi urbanizare. Cele mai multe cazuri se înregistrează în zonele cu climat continental de nuanță accentuată. Perioada de producere frecventă a acestor fenomene este caracteristică zonelor cu deficit de precipitații şi mai diminuată în cele cu umiditate uniformă.

Pentru cunoaşterea exactă a unei viituri sunt necesare o serie de valori cantitative asupra debitelor şi volumelor de apă scurse pe albie. În cazul inundațiilor, se au în vedere două tipuri de debite: debitele "malurilor încărcate" (albie plină) (cu asigurare între 10-20%), care au frecvențe ridicate în decursul unui an sau a unei perioade îndelungate; debitele excepționale, care produc modificări geomorfologice importante şi condiționează scurgerea apei în albia majoră (Bravard, Petit, 2000). Din punct de vedere geomorfologic debitul malurilor încărcate apare ca un debit caracteristic deoarece el reprezintă debitul de la care fenomenele de sedimentare se pot produce în albia majoră (constituirea grindurilor şi agradarea luncii). Poate fi asemuit şi cu debitul dominant, mai ales pentru fenomenele care pun în mişcare încărcătura solidă. Reprezintă punctul optim de eficacitate pentru modificările geomorfologice din cadrul albiei minore (Leopold et al., 1960; Dury, 1969), în special pentru modelarea meandrelor (Tricart, 1977).

Râul	Țara	Suprafața bazinului km^2	Debit maxim m^3/s	Debit specific $m^3/s/km^2$	Indicele K*	Anul
Haast	Noua Zeelandă	1020	7690	7,54	5,76	1979
Cithuatian	Mexic	1370	13500	9,85	6,16	1959
Pioneer	Australia	1490	9840	6,60	5,84	1918
West Nueces	S.U.A. (Texas)	1800	15600	8,67	6,16	1959
Tam Shui	Taiwan	2110	16700	7,91	6,20	1963
Shingu Oga	Japonia	2350	19025	8,10	6,29	1959
Daeryong Gang	Coreea de Nord	3020	13500	4,47	5,83	1975
Cagayan	Filipine	4244	17550	4014	5,98	1959
Eel Scotia	S.U.A. (California)	8060	21300	2,64	5,92	1964
Pecos	S.U.A. (Texas)	9100	26800	2,95	6,11	1954
Betsiboka	Madagascar	11800	22000	1,86	5,78	1927
Toedong Gang	Coreea de Nord	12175	29000	2,38	6,06	1967
Han Koan	Coreea de Sud	23880	37000	1,55	6,05	1925
Jhelum	Pakistan	29000	31100	1,07	5,74	1929
Hanjiang	China	41400	40000	0,97	5,87	1593
Mangoky	Madagascar	50000	38000	0,76	5,70	1933
Narmada	India	88000	69400	0,79	6,21	1970
Chang Jiang	China	1010000	110000	0,11	5,20	1870
Lena	Rusia	2430000	189000	0,08	5,52	1967
Amazonas	Brazilia	4640000	370000	0,08	6,76	1953

$$K = 10\left[\frac{(1-(\log(Q)-6))}{(\log(A)-8)}\right],$$

*Indicele K a fost propus de Francou și Rodier (1969). Reprezintă:
unde: Q = cea mai puternică inundație (m^3/s); A = suprafața bazinului de recepție (km^2).

Tabel 25 Debitele maxime pentru unele fluvii ale Terrei
după Rodier, Roche, 1984 citat de Smith, Ward, 1998

Apariția unei creșteri rapide și mari a debitelor, în raport cu situația normală dintr-un râu, este rezultanta interacțiunilor dintre condițiile de alimentare și cele de scurgere. O influență deosebită asupra dimensiunii inundației o are și forma bazinului hidrografic, în funcție de care hidrograful are aspecte diferite. Bazinele hidrografice alungite prezintă un hidrograf atenuat, comparativ cu cele rotunjite care dețin o inflexiune accentuată.

După forma hidrografului și condițiile de formare, se pot deosebi două tipuri de viituri: simple și compuse.

Viiturile simple au hidrograful reprezentat printr-un singur vârf. Sunt clar evidențiate perioadele de creștere și de descreștere. Pot fi brutale, lente sau foarte lente. Au o frecvență mare în climatele cu precipitații preponderent sub formă de ploaie. În acest caz se disting (Guilcher, 1965):

Viituri mediteraneene, specifice Munţilor Cevennes, sudului Franţei, sudului Italiei, insulelor Sicilia şi Sardinia etc. Sunt caracteristice regiunilor unde intensitatea precipitaţiilor poate ajunge până la 1.000 mm/24h. În America de Nord sunt specifice râului Sacramento.

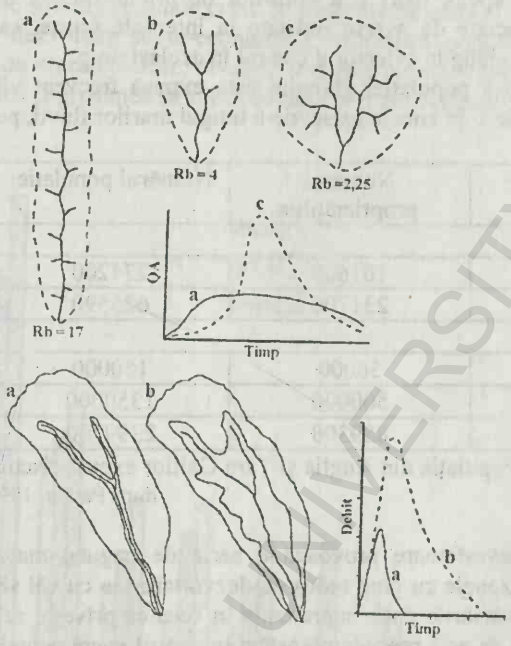


Fig.88 Intensificarea inundaţiei în funcţie de forma bazinului hidrografic (A) şi suprafaţa afectată (B)

după Smith, Ward, 1998

Viiturile oceanice se ivesc, cu precădere, în timpul iernii pe râurile din Franţa (bazinul Senei), Marea Britanie, dar şi pe unele râuri din centrul şi estul S.U.A.

Viiturile de vară sunt specifice zonei temperate, mai ales Europei Centrale (inclusiv România), S.U.A. (statele Texas, Kansas, Oklahoma).

Viiturile tropicale apar în regiunile bântuite de cicloni sau tornade.

Există o diferenţiere clară între manifestarea apelor mari şi a viiturilor (inundaţiilor).

O cauză determinantă în formarea viiturilor o reprezintă topirea zăpezilor care, în România, se produce primăvara (primele manifestări apar în lunile februarie-martie). Dacă pe râuri, mai ales în dreptul meandrelor, există zăpoare, viitura poate fi mult mai intensă.

Viiturile din primăvara anului 1970, de pe teritoriul României, au cuprins, în general, nordul Transilvaniei şi Maramureşul, cu localizare deosebită în bazinele Mureşului şi Someşului. Geneza acestor viituri este legată de căderea unor mari cantităţi de precipitaţii în zilele de 11,12,13 mai, pe un sol deja saturat cu apă. Curba de creştere sau de concentrare a apelor pe râurile mici s-a produs în câteva ore. Pe Someş şi Mureş curba a evoluat în două-trei zile.

Viiturile compuse sunt provocate de ploi succesive, de topirea zăpezilor sau de suprapunerea acestora. Hidrograful prezintă mai multe vârfuri deoarece a doua sau a treia viitură apare înainte de a se termina prima, în timp ce nivelurile acesteia erau în scădere.

BCU CLUJ BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

Sunt specifice râurilor mari şi ramificate, cu mai mulţi afluenţi principali sau care trec prin mai multe unităţi de relief, ori prin regiuni climatice diferite. Hidrograful se prezintă sub forma unor dinţi de fierăstrău, cu două sau mai multe creşteri (Zăvoianu, 1988). În România, sunt frecvente în perioada apelor mari şi a viiturilor de primăvară sau toamnă. Sunt caracteristice râurilor cu bazine afectate de averse repetate la intervale scurte, sau pe râul principal, când viiturile afluenţilor nu ajung la colectorul central în acelaşi timp.

O mare parte a populaţiei globului este expusă frecvent viiturilor deoarece un mare număr de oameni locuiesc în zonele joase, de-a lungul marilor fluvii, pe litoralul apropiat etc.

Tipul revărsării	Numărul proprietăţilor	Numărul populaţiei	Procentul din populaţia totală
Revărsări fluviale			
Neprotejate	101600	274200	0,54
Protejate	231700	625590	1,25
Revărsări litorale			
Neprotejate	56000	150000	0,30
Protejate	500000	1350000	2,70
Total	889300	2399790	4,79

Tabel 26 Populaţia din Anglia şi Ţara Galilor expusă riscului inundaţiilor
după Parker, 1992 citat de Smith, Ward, 1998

Inundaţiile devastatoare provoacă o serie de pagube materiale şi pierderi de vieţi omeneşti, mai ales în zonele cu grad redus de dezvoltare sau cu văi slab amenajate din punct de vedere hidrologic. Revărsările deţin supremaţia în ceea ce priveşte cele mai mari riscuri la care este expus omul. Faţă de anii precedenţi, astăzi, numărul evenimentelor inundaţionale s-a mărit considerabil.

Zona	Evenimente	Morţi	Afectaţi	Fără adăpost	Pagube
Africa	16,0	4,5	1,0	5,1	1,9
Asia	41,1	82,2	95,3	85,1	65,6
America Centrală	7,1	1,7	0,1	0,5	1,3
Caraibe	3,2	1,2	0,3	0,2	0,2
Europa	8,7	2,1	0,6	0,5	20,1
Estul Apropiat	4,1	1,5	0,2	1,0	0,7
Pacific	1,2	0,1	0,0	0,0	0,2
America de Sud	18,6	6,7	2,5	7,6	10,0
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tabel 27 Procentajul tuturor dezastrelor provocate de inundaţii şi asocierea impactului acestora între anii 1964-1996 (fără S.U.A.)
după OFDA, 1996, citat de Smith, Ward, 1998

Pierderile provocate de inundaţii pot fi directe şi indirecte. Din cele directe se remarcă: ruperea grindurilor fluviale şi a digurilor, inundarea albiei majore, pagubele fizice ale proprietăţilor, costurile restaurării complete, pierderile umane şi îmbolnăvirile. Pierderile

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

indirecte sunt: întreruperea traficului şi activităţilor economice, reducerea puterii de consum în cadrul comunităţii, creşterea vulnerabilităţii sinistraţilor, migrarea şi reducerea încrederii faţă de zona afectată. În timpul inundaţiilor, mai ales în ţările unde acestea sunt foarte frecvente, costurile unor produse de strictă necesitate cresc cu procente de până la 50%. Mărimea pagubelor depinde de: gradul de dezvoltare socio-economică; densitatea populaţiei în teritoriul afectat; caracteristicile undelor de viitură (debite, niveluri, volume, durată, viteză de deplasare, înălţimea coloanei de apă, lungimea şi grosimea stratului de depuneri etc.) (Roşu, Creţu, 1998).

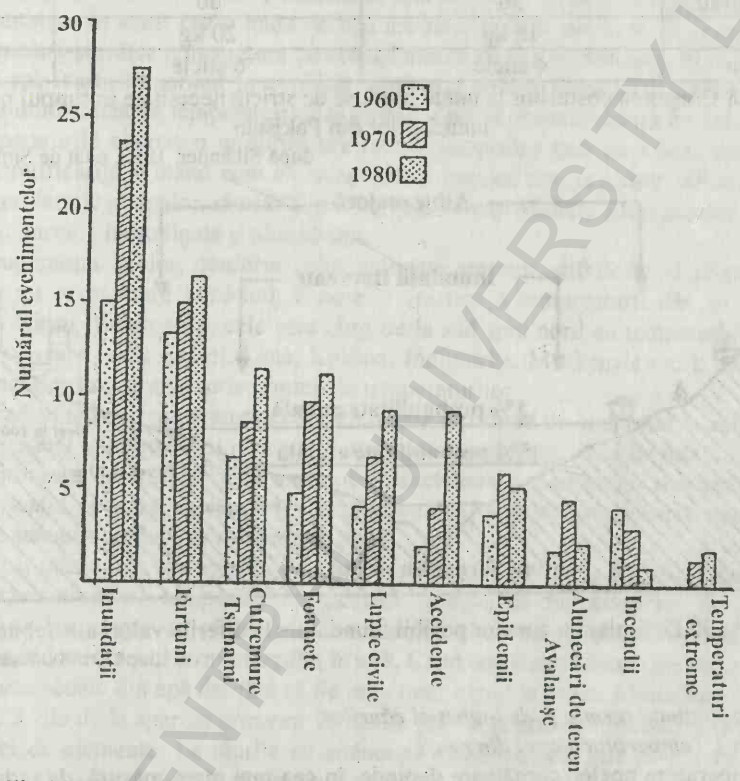


Fig.89 Media numărului de dezastre produse în lume până în anul 1980
după Wijkman, Timberlake, 1984

Prevenirea viiturilor este o acţiune complexă şi de mare importanţă. Trebuie să aibă în vedere un ansamblu de măsuri care încep de la versant (locul de formare a scurgerii superficiale), până la albie (în profil longitudinal). Aşezările umane şi activităţile social-economice trebuie să fie ferite de inundaţii prin calcularea probabilităţii de desfăşurare a fenomenelor. Se ţine cont de probabilitatea anuală care poate fi ridicată pentru zonele joase şi redusă pentru cele înalte. În cazul în care nu sunt condiţii de amplasare a aşezărilor de-a lungul râurilor sau pe ţărmul mării se pot înălţa platforme care să apere de inundaţii noile construcţiile apărute în zonă. Cele mai multe amenajări aparţin ţărilor puternic dezvoltate deoarece costurile unor astfel de activităţi sunt foarte costisitoare.

Produsul	Preţul înaintea producerii inundaţiilor (rupi)	Preţul după producerea inundaţiilor (rupi)	Creştere %
Orez	160	172	7,5
Păstăi	240	280	16,0
Ceapă	200	275	37,0
Cartofi	150	195	30,0
Făină de grâu	50	60	20,0
Carne	16 kg	20 kg	25,0
Kerosen	4 sticle	6 sticle	50,0

Tabel 28 Creşterea costurilor la unele produse de strictă necesitate în timpul producerii inundaţiilor din Pakistan

după Sikander, 1983, citat de Smith, Ward, 1998

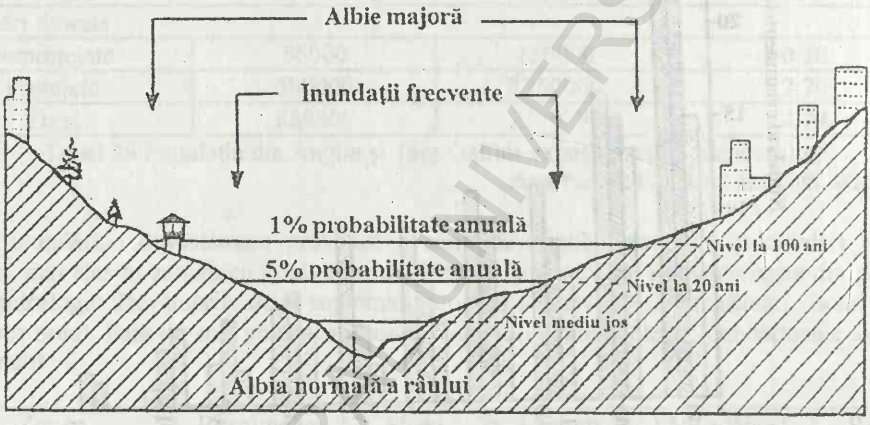


Fig.90 Delimitarea zonelor posibil inundabile la diferite valori ale debitelor

după Smith, Ward, 1998

10.n.Regimul termic şi de îngheţ al râurilor

10.n.1.Temperatura apei din râuri

Temperatura apelor curgătoare depinde, în cea mai mare măsură, de radiaţia solară, de schimbul termic existent între aer-apă şi albie-apă, de aportul caloriilor ce provin prin intermediul scurgerilor de versant, al scurgerilor subterane, de aportul caloric al afluenţilor, de căldura internă a frecării intermoleculare a apei, de aportul caloric indus de om etc. Evaporarea apei este în funcţie de temperatura existentă în locul respectiv. Bilanţul scurgerii depinde de raportul dintre cantitatea de precipitaţii şi valoarea evapotranspiraţiei (măsurată cu ajutorul unui bac de evaporare).

Căldura specifică este cantitatea de căldură necesară ridicării cu 1^0C a temperaturii unei unităţi cu greutatea de 1 g.

Căldura latentă este cantitatea de căldură absorbită sau cedată pe parcursul modificării stării de agregare la presiune şi temperatură constantă. Această căldură este absorbită sau eliberată numai la o transformare de fază.

Insolația însumează energia solară primită de o suprafață expusă sub formă de radiație directă, difuză și a atmosferei. În emisfera nordică doar 47% din energia solară este receptată la sol. Energia este absorbită și cedată diferit de masele de apă și uscat în funcție de latitudine și altitudine.

La aceeași valoare a insolației există o diferență de temperatură între masa de apă și cea de uscat deoarece transparența apei permite pătrunderea radiațiilor calorice la adâncimi mari, căldura fiind repartizată la un strat mai gros de apă, pe când la uscat ea este reținută numai la suprafața lui și prin urmare acesta se încălzește mai puternic. În același timp, masele de apă se amestecă continuu. În acest caz o masă de apă are nevoie de o cantitate de energie de cinci ori mai mare pentru a-și ridica temperatura cu același număr de grade (Strahler, 1973).

Un rol foarte important în evoluția regimului termic îl joacă și dinamica apelor care contribuie la uniformizarea temperaturilor în cadrul albiilor. Pentru râurile cu ape repezi și puțin adânci, temperaturile cunosc o uniformizare totală, iar pentru cele cu viteze mici și adâncimi mari, apar stratificările. Ținând cont că temperatura aerului este cea care influențează, în mod direct, regimul termic al apelor, râurile Terrei cunosc aceeași variație a temperaturii, conformă cu cea a aerului: variație latitudinală și altitudinală.

Temperatura apelor, conform celor enunțate anterior, diferă de la izvoare la vărsare. Râurile care au o orientare nord-sud, cunosc o creștere a temperaturii din amonte spre aval (Mississippi, Nipru, Volga etc.); cele care curg de la sud spre nord au temperaturi ce scad de la izvoare spre vărsare (Obi, Enisei, Lena, Kolîma, Indîghirka, Mackenzie etc.); râurile care curg de-a lungul paralelelor cunosc variații mici ale temperaturilor.

În cadrul albiei, temperatura apei este relativ uniformă de la un mal la celălalt. Diferă în funcție de sezoane: vara este mai ridicată în apropierea malurilor, cu diferențe de 1-3^{0}C datorită faptului că procesul de amestec este mai mic în sectoarele cu adâncimi reduse, dar și datorită faptului că uscatul cedează, la rându-i, căldură; toamna, situația este inversă deoarece apa din sectoarele cu adâncimi reduse se răcește mai rapid.

Pentru măsurarea temperaturii se utilizează termometrele cu diviziuni din 0,2 în 0,2^{0}C. Pentru reprezentativitatea temperaturilor acestea trebuie să fie măsurate în curentul apei. Termometrul se introduce vertical în apă și se menține în curent cel puțin 5 minute după care se face citirea ținând rezervorul termometrului în apă. Când termometrul este prevăzut cu carcasă cu păhărel se poate scoate din apă dar fără să fie prea mult expus la soare. Măsurarea temperaturii se termină după 3 zile de la apariția primelor forme de gheață și este continuată după ce râul nu mai prezintă astfel de elemente. La râurile cu adâncimi mari, măsurătorile se pot face și cu sticla batimetrică sau cu o sticlă simplă. Cele mai rapide măsurători se fac cu senzori electronici care permit stocarea datelor într-un calculator. De regulă, aceste observații se fac la stațiile hidrometrice de două ori pe zi.

Pentru analiza regimului termic trebuie să se țină cont de caracteristicile legate de dependența regimului termic al apelor cu cel al aerului, dar și de particularitățile legate de volumul de apă, de caracteristicile scurgerii și ale secțiunilor transversale etc. În profil transversal, la râurile mici, curgerea, în funcție de debit, viteză și rugozitate, se realizează repede și omogenitatea temperaturii este ridicată. La râurile mari se poate remarca o serie de mici diferențieri între maluri care, în timpul verii pot avea temperaturi mai ridicate cu 1-2^{0}C față de talveg și în timpul iernii invers.

La munte, în timpul verii, temperatura apei este mai mică ca cea a aerului; în timpul iernii situația este inversă. În sectoarele extramontane valorile temperaturii aerului și ale apei sunt foarte apropiate în prima parte a anului, din martie până în iulie, după care, din august,

temperaturile apei se mențin la valori mai ridicate ca ale aerului. Temperaturile extreme zilnice se produc cu o întârziere de cca.15 minute față de cele ale aerului numai că fenomenul este corelat de debitul apei.

În cazul României se remarcă o scădere a temperaturilor medii ale apelor de la munte spre zonele mai joase. Din zona montană spre câmpie, gradientul mediu de creștere a temperaturii apei este de $0,5^0C/100m$. Se constată un gradient de $1^0C/100m$ până la 400m și de $0,33^0C/100m$ la altitudini mai ridicate. Temperatura medie multianuală are valori situate $<5^0C$ pe cele mai înalte culmi ale Carpaților Meridionali și Apuseni, după care acestea scad odată cu altitudinea până la $>12^0C$ în Câmpia Română. Temperaturile maxime se produc în intervalul iunie-august și variază între $12-22^0C$ în sectorul montan, $18-30^0C$ în zona subcarpatică și $25-35^0C$ la câmpie. Temperaturile minime care se suprapun fenomenelor de iarnă se produc din decembrie până în februarie (chiar martie) fiind de 0^0C (chiar -2^0C) la munte, numai că ele nu îngheață datorită vitezelor mari pe care le prezintă apa.

10.n.2.Regimul de îngheț al râurilor

Când temperatura apei coboară $<0^0C$ își fac apariția și primele formațiuni de gheață, cunoscute sub denumirea de *ace de gheață*, care imprimă apei un aspect de vată muiată uleioasă. În sectoarele cu viteză mică își face apariția, la mal, *gheața de mal*, care se prezintă sub trei forme: *formațiuni temporare* (*gingii de gheață*), *formațiuni permanente* și *gheață la mal* (ca urmare a valurilor). Când temperatura coboară foarte mult, în jurul aluviunilor aflate în suspensie încep a se forma *cristale de gheață*. După acumularea cristalelor își fac apariția *sloiurile* și *gheața interioară* (*năboi*, cunoscut și sub numele de *zai* ori *gheață spongioasă*, și *gheață de fund*). Pe suprafața apei, în timpul zăpezilor abundente, se formează *năboiul de zăpadă*. *Podul de gheață* își face apariția după ce sloiurile de gheață încep să se sudeze între ele și sunt etalate pe întreaga suprafață a râului.

Acele de gheață reprezintă primele forme de gheață care se instalează la malurile râurilor, doar în locurile cu viteze mici. Se prezintă sub forma unor cristale transparente cu aspect de ace izolate sau sudate.

Zaiul reprezintă cristale de gheață antrenate în masa de apă. Sunt frecvente zonelor montane.

Gheața la fund reprezintă o gheață spongioasă care se formează pe patul albiei sau pe obiectele din apă, în condițiile unei mase de apă suprarăcită.

Gheața la mal reprezintă un proces avansat de îngheț în sectoarele cu viteze reduse. În acest caz acele de gheață sunt unite sub forma unei fâșii înguste cu lungimi și lățimi variate.

Sloiurile de gheață reprezintă bucăți de gheață plutitoare la suprafața râurilor. Pot fi mici și rare, mici și dese, mari și rare, mari și dese sau se pot prezenta sub forma unor îngrămădiri de sloiuri.

Curgerea sloiurilor este generată de procesul încălzirii și ruperii bucăților de gheață de mal sau de podurile de gheață sparte.

Năboiul reprezintă o gheață buretoasă care plutește în îngrămădiri nelegate. Prezintă plăcuțe de gheață, gheață spongioasă și uneori zăpadă. Poate fi rar, potrivit și des.

Podul de gheață reprezintă înghețarea râului de la un mal la celălalt cu un start continuu de gheață. Procesul se realizează prin intermediul câtorva faze intermediare din care se remarcă cea a podului de gheață cu ochiuri libere de apă în sectorul central cu viteze mari. Rezultă din unirea gheții la mal până la acoperirea totală a cursului de apă. Procesul este favorizat și de configurația albiei, existența unor obstacole etc. Podul total de gheață sau înghețarea completă a

apei se realizează în condițiile unor perioade mai mari cu temperaturi negative: 1-40 zile. Podul de gheață poate fi:

Podul de gheață suspendat este specific albiilor înguste, cu gheață bine prinsă de maluri, când apare o scădere bruscă a nivelurilor și își face apariția un spațiu între gheață și suprafața apei.

Apa peste pod de gheață apare în cazul unui dezgheț în amonte.

Poduri de gheață suprapuse se produc în cazul în care apa care curge peste podul de gheață reîngheață și generează alt pod care poate fi sau nu unit cu primul.

Zăpoarele reprezintă îngrămădiri de sloiuri care apar în sectoarele mai înguste de albie, la meandre, la pilonii podurilor de gheață, la diferite obstacole din cadrul albiei etc.

Cele mai favorabile sectoare de formare a zăpoarelor pe Dunărea românească sunt în zona Calafat – Ciuperceni, Cotul Pisicii (Galați) etc. Cel mai spectaculos zăpor de pe Dunăre s-a format în 1838 în sectorul Budapestei, când nivelurile din spatele acestuia au crescut cu 2m, în condițiile în care debitul fluviului era de 5.000-6.000 m^3/s. În orașul Pesta s-au distrus 4.254 case de pe o suprafață de 6.000 km^2, adică 53,6% din fondul de locuințe.

Fenomenele de îngheț sunt observate pe toate râurile din România, numai că frecvența, durata și formele de apariție variază în limite foarte largi. În perioada anticiclonului siberian podul de gheață de pe râurile din România poate dura până la 120 zile; în iernile blânde, cu influență oceanică, poate lipsi. Râurile cu adâncimi și debite mari, îngheață greu deoarece debitul caloric este mai ridicat. În estul țării, podul de gheață poate dura cu 3-5 ori mai mult decât în vest.

Dezghețul râurilor se produce din aval spre amonte. În urma acestui fenomen, apele mari, formate la altitudini ridicate, în munți, întâlnesc, la câmpie, cursuri acoperite de gheață. În acest mod se explică inundațiile rare din sectoarele joase, mai ales cele din estul țării. Cursurile vijelioase se scurg pe deasupra podului de gheață și revarsă frecvent primăvara. După un nou îngheț se produce gheața stratificată. Inundațiile se produc și ca urmare a existenței zăpoarelor din sectoarele inferioare ale râurilor, mai ales în meandre.

Pentru estimarea coeficientului cu care se reduce debitul, ca urmare a fenomenelor de iarnă, se pornește de la următoarea relație:

$$Q = \omega C\sqrt{RI} = \frac{\left(\omega R^{\frac{2}{3}}\sqrt{I}\right)}{n}.$$

unde:

Q = debitul normal;
n = coeficientul de rugozitate;
I = panta suprafeței apei;
ω = secțiunea de curgere ω = B*h;
R = raza hidraulică.
Debitul de iarnă are următoarea expresie:

$$Q_i = \omega C_i \sqrt{R_i I} = \frac{\left(\omega R_i^{\frac{2}{3}} \sqrt{I}\right)}{n}; \frac{Q_i}{Q} = \left(\frac{R_i}{R}\right)^{\frac{2}{3}}.$$

Când h este considerat neglijabil față de B, ecuația se prezintă astfel:

$$R = \frac{\omega}{(B+2h)}; \; R_i = \omega(2B+2h) = \frac{\omega}{2B}.$$

$$R = \frac{\omega}{(B+2h)}; \; R_i = \omega(2B+2h) = \frac{\omega}{2B}.$$

$$\frac{Q_i}{Q} = \left[\left(\frac{\omega}{2B}\right)\left(\frac{B}{\omega}\right)\right]^{\frac{2}{3}} = \frac{1}{\sqrt[3]{2^2}} = 0{,}65.$$

$$\frac{Q_i}{Q} = K_i = 0{,}65.$$

În condițiile podului de gheață se aplică un coeficient de corecție de 0,65. Raportul $\frac{Q_i}{Q}$ sau coeficientul de reducere prezintă valori din ce în ce mai mici pe măsură ce grosimea podului de gheață se mărește. Înghețul total $K_i = 0$.

- *Instrumentele utilizate la măsurarea fenomenelor de îngheț*

Observațiile se efectuează la stațiile hidrometrice și se înscriu în carnetul de observații: data la care s-a semnalat fenomenul, tipul acestuia, măsurători ale podului de gheață etc.

Pentru măsurătorile podului de gheață se utilizează clupa de gheață care se introduce într-o copcă de gheață. Clupa este o riglă gradată, prevăzută cu un braț fix și unul mobil. La introducerea clupei în copcă, brațul fix se va afla la partea inferioară a gheții, în timp ce brațul mobil se află deasupra. Distanța dintre cele două brațe reprezintă grosimea podului de gheață, citită pe riglă. Clupele de gheață sunt de două feluri: cu citire sub brațul mobil și cu citire deasupra brațului mobil.

10.o.Caracteristicile hidrochimice ale râurilor

Cantitatea de substanțe chimice dizolvate în apa râurilor reprezintă mineralizația. Se exprimă în mg/m^3 sau mg/l. Mineralizația este influențată de sursele de alimentare sau de natura substratului prin care trece cursul de apă.

Procesul de încărcare a apei cu diferite elemente chimice este determinat de rocile pe care trece apa, de temperatură, starea de dezagregare a rocii, starea ei de spălare anterioară etc. În ultima perioadă se asistă și la o îmbogățire a mineralizației apelor de suprafață și prin intermediul poluării. Unele ape sunt degradate complet din punct de vedere calitativ. Elementele sau compușii acestora, dizolvați în apele curgătoare, se pot prezenta sub formă ionică, nonionică sau a de gaze dizolvate (Zăvoianu, 1999).

Elementele ionice cuprind atomii sau grupele de atomi ai elementelor dizolvate, încărcate cu o sarcină pozitivă sau negativă.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Cationi sau ionii care poartă una sau mai multe sarcini elementare pozitive: Ca^{++}, Mg^{++}, Na^{+}, K^{+}, H^{+}, Al^{+++}.

Anioni sau ionii care poartă una sau mai multe sarcini negative: Cl^{-}, SO^{--}, CO^{--}, PO^{---}.

Cei mai importanți cationi și anioni sunt: Ca^{++}, Mg^{++}, K^{+} și Na^{+} frecvente în apele de suprafață.

Calciul (Ca^{++}) și magneziul (Mg^{++}) sunt frecvente în toate apele care spală depozitele de roci carbonatice: calcita, dolomitul, mica, magnezitul și gipsul. Sodiul (Na^{+}) este specific apelor care drenează formațiuni salifere sau aride. Potasiul (K^{+}) deține proporții reduse în apele de suprafață.

Fierul este bivalent (Fe^{++}) sau trivalent (Fe^{+++}) și se prezintă sub formă de coloizi sau compuși.

Carbonații (CO_3^{--}) provin din descompunerea și dizolvarea calcarelor și a feldspațiilor de către apa din precipitații încărcată cu bioxid de carbon (CO_2). În acest fel se ajunge la formarea *bicarbonaților (HCO_3^{-})*.

Sulfații (SO_4^{--}) provin, de obicei, din dizolvarea gipsului existent în rocile sedimentare sau când se prezintă sub formă de zăcământ.

Clorurile (Cl^{-}) sunt, de obicei, rare. Din abundență se găsesc în arterele care drenează sedimente de origine marină sau saliferă.

Compușii nonionici sunt reprezentați, în special, de *dioxidul de siliciu (SiO_2)* sau *silicea* care provine din spălarea rocilor vulcanice.

Fenolul este o rezultantă a deversărilor ce aparțin unor fabrici și rafinării. Este foarte toxic.

Gazele dizolvate cele mai frecvente sunt: oxigenul, dioxidul de carbon, hidrogenul sulfurat și metanul.

Oxigenul (O_2) participă la compoziția chimică a apei încă din faza de vapori sau picături. Cea mai mare cantitate provine din contactul pe care-l are suprafața apelor cu atmosfera și din procesul de fotosinteză. Cantitatea de oxigen este invers proporțională cu temperatura: 13,4 mg/l la 4^0C; 7,5 mg/l la 30^0C (Gâștescu, 1998).

Oxigenul dizolvat se poate exprima și în procente. Se determină prin raportul dintre concentrația oxigenului dizolvat în proba analizată (C) și concentrația la saturație a oxigenului la temperatura probei în momentul recoltării (C_0) multiplicat cu 100:

$$Q_2\% = \left(\frac{C}{C_0}\right)100.$$

Cel mai bun indicator al calității apei este conținutul de oxigen. De obicei, valorile oxigenului dizolvat sunt inferioare valorilor de saturație, diferența fiind determinată de volumul substanțelor organice în descompunere care sunt mari consumatoare de oxigen. Ca indicator al calității apei se mai folosește și consumul chimic de oxigen (CCO) și consumul biochimic de oxigen (CBO) care indică cerința de oxigen (chimic și biochimic) necesar procesului de descompunere a materiei organice.

Dioxidul de carbon (CO_2) provine din procesul arderii și este preluat din atmosferă. Conținutul apei este legat direct de pH și alcalinitate:

$$C = Kp.$$

unde:

C = cantitatea de CO_2 (mg/l);

BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

p = presiunea parțială din atmosferă;

K = factor de proporționalitate în funcție de temperatură.

Bioxidul de carbon trece prin reacții reversibile în acid carbonic care, prin disociere, trece în bicarbonat și carbonat:

$$CO_2+H_2O<=>H_2CO_3;\ H_2CO_3<=>H^++HCO_3^-;\ HCO_3^-<=>H^++CO_3^{--}.$$

Hidrogenul sulfurat (H_2S) apare frecvent în apele subterane, bazinele lacustre și marine închise (Marea Neagră etc.). Rezultă din procesul de descompunere a substanțelor organice, care au loc cu consum de oxigen și prin reducerea sulfaților din sedimentele sapropelice de fund (Gâștescu, 1998). Apele cu hidrogen sulfurat sunt agresive.

Metanul (CH_4) este specific apelor de zăcământ sau izvoarelor care spală șisturile bituminoase. Provine din descompunerea substanțelor organice și din mâluri. Este întâlnit des în apropierea complexelor zootehnice.

Pentru gradul de mineralizare se fac analize chimice în care se determină conținutul ionic pentru fiecare element constituent al apei. Aprecierea globală se referă la reziduul fix deoarece reprezintă totalitatea substanțelor organice și anorganice dizolvate în apă.

Râurile din România au fost grupate, în funcție de dominarea anionilor (Anghel, Ujvari, 1957; Ujvari, 1972), în ape carbonatate, sulfatate și clorurate, iar după gradul de mineralizație în grupe cu mineralizație redusă (<200 mg/l), cu mineralizație mijlocie (200-500 mg/l), cu mineralizație ridicată (500-1.000 mg/l) și cu mineralizație înaltă (>1.000 mg/l). Conform acestei clasificări au fost stabilite următoarele zone hidrochimice:

10.o.1.Râurile din clasa apelor bicarbonatate cuprind cea mai mare parte a României (cca.73%).

Cu *mineralizare redusă* – cuprind sistemele hidrografice care își au originea în formațiunile eruptive și cristaline: afluenții din dreapta Vișeului, din stânga Izei, Mara înainte de pătrunderea în regiunea saliferă de la Ocna Șugatag, Săpânța, Turul superior, Lăpușul, Someșul Mare superior, cursurile superioare ale Târnavelor, afluenții din stânga Oltului mijlociu, Cibinul, Lotru, Argeșul superior cu afluenții săi, Oltețul, Jiul superior, Sebeșul superior, Streiul superior cu afluenții montani, cursurile superioare ale Timișului, Cernei, Bârzavei, Bistrei, Crișul Repede (Sebeș, Drăgan, Iada), Someșul Cald, Someșul Rece, Iara, Arieșul cu afluenții săi din stânga, Suceava, Moldova, Bistrița superioară etc.

Cu *mineralizare mijlocie* – se încadrează marea majoritate a râurilor din regiunile de câmpie, de dealuri, regiunile carstice și râurile din zonele flișului, acolo unde nu își fac apariția apele clorurate sau sulfatate.

Cu *mineralizație ridicată* – include râurile din regiunile secetoase, lipsite de posibilități de clorurare sau sulfatare: râurile din sudul Câmpiei Române, Podișul Bârladului, Piemontul Covurluiului, nordul Dobrogei, Câmpia Transilvaniei și probabil, în Bărăganul de sud.

Cu *mineralizație înaltă* – cuprinde apele bicarbonatate din Câmpia Transilvaniei (Fizeș, Luduș, Comlod etc.). Mineralizația înaltă este determinată de existența unui climat relativ secetos și a rocilor puternic carbonatate (gresii, marne, argile bogate în substanțe calcaroase).

10.o.2.Râurile din clasa apelor sulfatate

Sunt reprezentate de arterele răspândite în cadrul rocilor gipsice și de salinizare continentală: Depresiunea Huedin, bazinele hidrografice ale Almașului, Agrijului, Nadeșului etc. La curgeri minime apar și în Câmpia Jijia-Bahlui.

10.o.3.Râurile din clasa apelor clorurate

Sunt răspândite în zonele diapirice unde apar izvoarele clorurate, dar și în zona sărăturilor continentale din Bărăganul central și nordic, Câmpia Râmnicului, cursul Putnei etc.

Unele pot ajunge la mineralizări foarte ridicate: Slănic 6.000 mg/l, Râmnicul Sărat 4.000 mg/l, Milcov 2.860 mg/l, Râmna 5.900 mg/l, Putna 1.500 mg/l, Trotuş în aval de Tg.Ocna 2.168 mg/l, Tazlăul 1.655 mg/l, Teleajen 2.027 mg/l, Cricovul Sărat 7.360 mg/l, Prahova 1.345 mg/l, Ialomiţa - la Băleni 1.459 mg/l, la Coşereni 1.484 mg/l, la Slobozia 1.390 mg/l, Sabar la Vidra 3.242 mg/l etc. În cadrul Depresiunii Transilvaniei sunt şi alte râuri care primesc o mare cantitate de ape clorurate: Someşul Mare şi Mic, Mureşul, Târnavele, Arieşul etc.

10.o.4.Duritatea totală a apei din râuri

În funcţie de această calitate, apele râurilor pot fi folosite sau nu în scopuri casnice sau industriale. Râurile pot fi:

Cu *duritate scăzută (<8,4^0 germane)* – apar în formaţiuni eruptive şi roci cristaline.

Cu *duritate mijlocie (8,4 – 16,8^0 germane)* – caracterizează râurile cu ape carbonatate şi mineralizaţie medie.

Cu *duritate ridicată (16,8 – 25,2^0 germane)* – sunt caracteristice râurilor cu ape bicarbonatate cu mineralizaţie ridicată şi înaltă.

Cu *duritate înaltă (>25,2^0 germane)* – se întâlnesc pe râurile cu mineralizaţie înaltă din Câmpia Transilvaniei, bazinul Huedinului, Câmpia Moldovei etc.

10.p.Sursele de alimentare ale râurilor

Alimentarea râurilor este influenţată, în primul rând, de condiţiile climatice existente în cadrul bazinului hidrografic. În condiţiile în care evaporarea şi evapotranspiraţia nu depăşesc cantitatea de precipitaţii, poate avea loc scurgerea la suprafaţa scoarţei. La scară planetară sunt foarte importante zonele climatice prin care trece fluviul, iar la scară locală sunt luate în calcul treptele altitudinale prin care se desfăşoară cursul de apă. În funcţie de aceste caracteristici alimentarea poate fi nivală, pluvio-nivală, pluvială, subterană sau combinaţii ale acestora.

10.p.1.Alimentarea râurilor din ploi

Acest tip de alimentare este specific zonelor calde, mai ales climatelor ecuatoriale şi subecuatoriale, unde râurile au o alimentare bogată, asigurată din scurgerea superficială provenită din ploile abundente şi cu caracter regulat: Amazon, Zair, Ogooué etc. Sursele pluviale predomină şi în cadrul regiunilor tropicale, numai că de data aceasta ele participă cu o cantitate de apă foarte mică. Cea mai mare cantitate de apă cade în perioada de manifestare a alizeelor, dar numai în preajma ţărmurilor. Pentru zonele temperate, ploile sunt specifice anotimpului cald, în restul timpului alimentarea făcându-se prin topirea zăpezilor; modul de alimentare al râurilor este pluvio-nival (Sena, Tamisa, Loire etc.) sau nivo-pluvial (Volga, Nipru, Dvina de Vest, Don etc.).

10.p.2.Alimentarea râurilor din topirea zăpezilor

Râurile din această categorie au o alimentare nivală sau nivo-pluvială, dar numai în sezonul cald, când se topesc zăpezile şi cresc debitele: Dunărea, Mackenzie, Ottawa, Lena, Enisei, Obi, Kolîma, Indighirka, Ili etc..

10.p.3.Alimentarea râurilor din topirea zăpezilor permanente şi a gheţarilor

Este specifică zonelor climatice temperate şi reci, precum şi sectoarelor montane înalte. Topirea zăpezilor permanente şi gheţarilor are loc sub limita de 5.000m în dreptul Ecuatorului, 3.000m la latitudini medii şi <1.000m în jurul cercurilor polare.

Alimentarea nivo-glaciară este specifică râurilor alpine (Mindel, Inn, Günz, Würm, Isar etc.), din Asia Centrală (Amu Daria, Sîr Daria) şi Munţii Caucaz (Terek, Kuban etc.).

În România, topirea zăpezilor determină apariţia apelor mari de primăvară, fază deosebit de importantă pentru regimul majorităţii râurilor. Apele mari rezultate din topirea zăpezilor sunt asociate adesea cu viiturile provenite din ploile care cad, de regulă, la sfârşitul primăverii şi începutul verii.

Alimentarea pluvială este specifică lunilor mai-iunie, când în regiunile joase se produc viiturile de la începutul verii, iar în munți apar apele mari pluvio-nivale de vară. Apele cele mai mici se produc în perioadele de iarnă și vară-toamnă, când deficitul este completat, într-o oarecare măsură, de apele subterane.

În România, sursele de alimentare superficială reprezintă 60-80% din scurgerea totală fluvială. La altitudini mari, în zona alpină, cca.50-75% din precipitațiile anuale revin zăpezilor. În acest caz, pe teritoriul României, domină, în general, tipul de alimentare superficială pluvio-nivală (alimentarea din zăpezi 40-50% între altitudinea de 300-1.600m) și nivo-pluvială (alimentarea din zăpezi 50-60%) sau nival moderată (alimentare din zăpezi 60-80%). Unde se resimte regimul podolic al precipitațiilor apare și tipul pluvial moderat (alimentare din zăpezi 30-40%): Podișul Bârladului, versanții estici ai Carpaților Orientali, zonele premontane sudice și nordice ale Carpaților Meridionali.

10.p.4.Alimentarea subterană a râurilor

Apele freatice constituie cele mai importante surse de alimentare cu apă a râurilor, mai ales în perioadele cu umiditate deficitară. La secetă prelungită, singura sursă de apă, care alimentează doar talvegul, este reprezentată de apa subterană cu caracter freatic. Apele subterane dețin o cantitate ridicată de apă, ceea ce face ca alimentarea râurilor să se facă, cu un debit constant, întregul an. Alimentarea râurilor pe cale subterană se face în limitele valorilor de 30-35%.

Pe teritoriul României, alimentarea subterană participă la scurgerea medie anuală cu cca.30%. Este mai redusă în regiunile afectate de secetă (câmpie), unde, deseori, devine săracă (<15%) și în Piemontul Getic (în cazul pâraielor autohtone cu caracter intermitent ca urmare a infiltrațiilor puternice).

Pentru Bărăgan alimentarea subterană este singura sursă de apă. În teritoriile semiendoreice scurgerea superficială lipsește. Peste 35% din scurgerea medie anuală este asigurată în depresiunile intramontane (Făgăraș, Ciuc, Brașov, Petroșani, Dorna etc.) și zona de efilare a apelor freatice de la periferia piemonturilor. Scurgerea subterană bogată este specifică regiunilor carstice: Munții Pădurea Craiului, Platoul Padiș, Podișul Mehedinți, Munții Vâlcanului, Dobrogea de Sud etc. (regimul acestor surse este variabil deoarece nu poartă amprenta regularizării scurgerii prin mediul poros).

10.r.Clima și regimul scurgerii

Pentru evidențierea raportului dintre regimul scurgerii râurilor și condițiile climatice dintr-o anumită regiune geografică sau dintr-un anotimp, cel mai semnificativ indicator este reprezentat de indicele de ariditate Martonne. Exemple concludente sunt Nilul și Volga care, pe parcurs, își pierd o parte din afluenți și totodată o anumită cantitate din debit. Cantitatea de precipitații, medie anuală sau sezonieră, influențează scurgerea apei în cadrul bazinelor hidrografice și mai departe, pe cea din cursurile de apă. Pe parcursul unui an se pot constata variații ale cantității de apă și ale modului de manifestare.

Pe baza surselor de alimentare și a distribuției volumului de apă pe parcursul anului s-au identificat 12 tipuri principale de alimentare a râurilor (Lvovici, 1945):

10.r.1.Tipul amazonian (Amazon) cunoaște o alimentare exclusivă din ploi datorită zonei climatice în care se află. Prezintă un volum mare de apă pe tot parcursul anului, dar cu evidențierea unui maxim în lunile mai-iunie. Deoarece Amazonul primește afluenți aproximativ egali ca număr, pe dreapta și pe stânga, din cadrul climatelor subecuatoriale, într-un anotimp recepționează ape bogate din sud, iar în altul, din nord. Fenomenul amintit determină existența unui debit relativ regulat tot anul. Se remarcă fluviile: Rio Negro, Nilul Albastru, Zair etc.

10.r.2.Tipul Nigerian (Niger) cunoaşte o alimentare pluvială, cu ape mari în septembrie şi mici în mai. Se remarcă fluviile: Lualaba, Nil etc.

10.r.3.Tipul mekongian (Mekong) are alimentare pluvială, cu excepţia sectorului superior din Podişul Tibet. Prezintă ape mari în lunile august-septembrie şi ape mici în aprilie. Se remarcă fluviile: Madeira, Maranon, Paraguay, Parana etc.

10.r.4.Tipul amurean (Amur) are alimentare pluvială. Prezintă ape mari vara (determinate de musonul cu direcţie ocean-uscat) şi mici iarna. Se remarcă fluviile: Vitim, Iana etc.

10.r.5.Tipul mediteranean cunoaşte o alimentare exclusiv pluvială, cu ape mari iarna şi mici vara. Se remarcă fluviile: Agri (Italia), Fulmendosa (Sardinia), Cheliff (Algeria), Alma (Crimeea) etc.

10.r.6.Tipul oderean (Oder) are alimentare pluvială, cu ape mari primăvara şi mici la sfârşitul verii. Diferenţele dintre niveluri sunt mici. Se remarcă fluviile: Pad (Pô), Tisa, Ebro, Ohio etc.

10.r.7.Tipul volgean (Volga) cu alimentare predominant nivală, caracteristică climatului temperat-continental. Prezintă ape mari primăvara-vara (aprilie-iunie) şi ape mici vara şi iarna. Se remarcă fluviile: Don, Ural, Tobol, parţial Mississippi etc.

10.r.8.Tipul yukonian (Yukon) are alimentare nivală, cu ape mari vara şi mici iarna. Se remarcă fluviile: Athabaska, Viliui, Indighirca, Kolîma etc.

10.r.9.Tipul caucazian are alimentare de cca.50% din topirea zăpezilor, cu ape mari vara şi mici iarna. Se remarcă fluviile: Kuban, Terek, Inn, Aar etc.

10.r.10.Tipul nurean (Nura) încadrează marile sisteme fluviale din partea nordică a continentelor. Prezintă o alimentare nivală, cu ape mari vara. Se remarcă fluviile: Obi, Enisei, Irtîş, Lena, Athabasca, Mackenzie etc.

10.r.11.Tipul groenlandez are alimentare glaciară (topirea gheţarilor), cu scurgere de scurtă durată în timpul verii.

10.r.12.Tipul loanic (Loana) prezintă alimentare subterană şi scurgere uniformă pe tot parcursul anului. Se remarcă fluviile: Loana (Chile), Ciu (Rusia), Casimcea (parţial) etc.

Sunt foarte rare cazurile când sistemele fluviale mari se încadrează într-un singur tip de regim. Spre deosebire de râurile cu orientare meridiană (Mississippi, Nil, Enisei, Lena, Obi etc.) cele care se desfăşoară pe direcţia paralelelor au cele mai mari şanse să fie unitare sub aspectul tipului de regim (Amazon, Niger, Amur etc.).

O altă clasificare distinge 9 tipuri de râuri. Departajarea se face în funcţie de sursele de alimentare şi de evoluţia debitelor maxime (Voeikov, 1884):

Tipul I cuprinde toate organismele hidrografice situate până la 1.000m în regiunile de şes şi de munte. Au alimentare nivală în sezonul cald, când debitul prezintă o curbură maximă. Se remarcă fluviile din: nordul Canadei, nord-estul Siberiei etc.

Tipul II cuprinde râurile cu alimentare nivală şi glaciară, în regiunile situate la altitudini ridicate. Se remarcă fluviile: Sîr Daria, Amu Daria, Zeravşan, Murgab, Tedjen, Taimîr (Asia Central Sovietică), Aar, Inn, Mindel, Günz, Würm etc.

Tipul III cuprinde râurile cu alimentare pluvială. Prezintă ape mari şi viituri în timpul verii. Cele mai multe dintre ele se încadrează regiunilor climatice ecuatoriale, tropicale şi musonice. Se remarcă fluviile: Amazon, Parana, Niger, Zair, Cunene, Gange, Mekong, Irrawaddy, Chang Jiang, Amur etc.

Tipul IV cuprinde râurile cu alimentare nivală primăvara şi pluvială vara şi toamna. Se remarcă fluviile: Volga, Don, Nipru, Dunărea, Oder, Vistula, Elba, Mississippi etc.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tipul V include râurile de tip continental-oceanic, cu alimentare nivală şi pluvială iarna şi pluvială vara. Maximul pluviometric se manifestă iarna. Se remarcă fluviile: Loire, Garonne, Sena, Wesser, Maas, Rhin, Tamisa etc.

Tipul VI cuprinde râurile de tip mediteranean, cu alimentare pluvială iarna şi debit foarte scăzut vara. Se remarcă fluviile: din Spania, Italia sudică, Grecia, Turcia, Cipru, uedurile din Tunisia şi Algeria, unele organisme din California, Chile, Noua Zeelandă etc.

Tipul VII include sistemele hidrografice lipsite de curgere permanentă deoarece sunt situate în regiunile cu climat arid. Se remarcă cursurile din următoarele deşerturi: Sahara, Namib, Gibson, Thar, Arabiei etc.

Tipul VIII cuprinde organismele hidrografice cu scurgere intermitentă unde, albia minoră, în cea mai mare parte a anului, seacă. Se remarcă fluviile din următoarele regiuni aride: Karakum, Kîzîlkum, Sary Işikotrau, Takla Makan, Mongolia etc.

Tipul IX face referiri la eventualele cursuri de apă din Antarctida şi Groenlanda.

10.r.13.Tipurile de regim ale râurilor din România

Pentru tipizarea regimului râurilor din România au fost luate în considerare observaţiile de pe râurile mici (128 staţii hidrometrice cu o perioadă de 18-21 ani). Criteriile pentru analiza regimului şi separarea tipurilor se referă la apele mari, viituri, apele mici, repartiţia curgerii sezoniere şi sursele de alimentare (Ujvari, 1980).

Tipurile de regim hidric de pe teritoriul României sunt determinate de prezenţa Munţilor Carpaţi care imprimă o zonalitate verticală factorilor fizico-geografici, dar şi de efectele climatice ale Mării Negre. Pe teritoriul României au fost identificate trei tipuri majore de regim hidric (macrotipuri): carpatic, pericarpatic şi ponto-danubian; acestea prezintă 12 subtipuri (mezotipuri), în funcţie de particularităţile regionale (Ujvari, 1983).

I. Tipurile de regim carpatic

Se diferenţiază în sens spaţial în funcţie de expoziţia versanţilor faţă de direcţia circulaţiei atmosferice generale din vest şi de valoarea altitudinii arealului drenat de râurile din categoria dată.

1.Tipul carpatic vestic

Cursurile de apă din această categorie au apele mari de primăvară relativ timpurii, care durează 1-2 luni (martie-aprilie). Viiturile sunt specifice începutului de vară care se transformă în ape mari pe versantul nordic al Munţilor Vlădeasa (Drăgan, Iada). Secetele sunt specifice lunilor de vară (iulie-noiembrie). Viiturile de toamnă au o frecvenţă de 30-45%. Cea mai mică curgere, la altitudini de >1.000m, se produce iarna, iar în regiunile joase, vara şi toamna.

Râurile din această categorie sunt specifice versanţilor vestici ai grupei nordice a munţilor vulcanici, versanţii vestici ai Munţilor Apuseni, Munţilor Banatului, cu unele prelungiri în Munţii Vâlcanului.

2.Tipul carpatic transilvan

Este asemănător cu tipul carpatic vestic, cu excepţia perioadei de iarnă când domină în mod categoric apele mici de iarnă. Tipul de alimentare este pluvio-nival şi moderat subteran, cu excepţia râurilor din Depresiunea Braşovului unde predomină apele subterane.

Este caracteristic râurilor care izvorăsc sub altitudinea de 1.600-1.800m pe versanţii vestici ai Carpaţilor Orientali, în estul Munţilor Apuseni şi nordul Carpaţilor Meridionali.

3.Tipul carpatic estic

Deţine ape mari de primăvară-vară şi o alimentare pluvial-moderată. În perioada rece a anului se produc apele mici. Viiturile din vară (august) au o frecvenţă de 30-40%.

BCU BUCUREŞTI LIBRARY

Este asemănător cu cel carpatic transilvan, cu deosebirea că viiturile din august au o frecvență și o pondere mai ridicată. Din cauza proceselor föehnale regimul hidric din perioada de iarnă devine relativ instabil. Se pune bine în evidență între Trotuș și Teleajen.

4.Tipul carpatic meridional

Existența subtipului de regim alpin inferior, la înălțimea de >1.600m, cu alimentare nivală foarte bogată (tip nival moderat), imprimă, în structura ritmică a râurilor mari, dominanța apelor mari de primăvară-vară: Ialomița, Dâmbovița, Prahova, Cerna, Strei, Cugir, Jiu, Sebeș, Argeș, Oltul mijlociu etc.

Viiturile de iarnă lipsesc la altitudini mari, dar își fac simțită prezența la altitudini mijlocii, unde și tipul de alimentare devine pluvial moderat. Iarna se formează debitele cele mai mici, în timp ce al doilea minim are loc în lunile de vară-toamnă.

II. Tipurile de regim pericarpatic

Se resimt efectele zonalității latitudinale, dar nu în măsura celor altitudinale.

5.Tipul pericarpatic vestic

Se caracterizează printr-o instabilitate accentuată a regimului de iarnă, când se formează 35-40% din volumul curgerii anuale. Frecvența viiturilor de iarnă (nivo-pluviale) ajunge la 60-70%. Zăpada din iernile călduroase se topește în mai multe reprize, regenerându-se repetat până în luna martie.

După apele mari de primăvară (sfârșitul lunii februarie), în aprilie apar apele mici de primăvară care se termină odată cu apariția seriilor de viituri din lunile mai-iunie. Urmează apele mici de vară-toamnă. Alimentarea este pluvio-nivală și nivo-pluvială (tip mixt). Favorizează apariția excesului de apă în sol pe suprafețe extinse.

Este specific sectoarelor vestice ale Carpaților Occidentali, în Dealurile de Vest, Câmpia Banato-Crișană și sudul Olteniei.

6.Tipul pericarpatic sudic

Este asemănător cu tipul carpatic vestic, numai că din cauza accentuării continentalității climei spre est se reduce treptat ponderea curgerii de iarnă, crescând, însă, cea de primăvară și vară.

7.Tipul pericarpatic transilvan

Caracterizează Podișul Transilvaniei și se distinge prin ape mari de scurtă durată, nivo-pluviale, în luna martie și cu viituri în perioada mai-iulie. Cunoaște o alimentare pluvio-nivală, iar continentalitatea regimului crește de la nord spre sud.

8.Tipul pericarpatic de la curbură

Este o tranziție între tipul pericarpatic sudic și tipul pericarpatic estic. Apele mari de primăvară au o frecvență de 60-70%, iar viiturile din timpul iernii cunosc o importanță ridicată.

9.Tipul pericarpatic estic

Caracterizează Podișul și Subcarpații Moldovei până la altitudinea de 700-800m. Are alimentare pluvio-nivală, în parte pluvial moderată. Deține ape mici de iarnă, de lungă durată, ape mari nivo-pluviale în luna martie, ape scăzute primăvara, viituri puternice la începutul verii, alte viituri în august și o perioadă de ape mici vara-toamna.

III. Tipuri de regim ponto-danubian

Se caracterizează printr-un grad ridicat de efemeritate a stratului de zăpadă, fapt repercutat în scăderea frecvenței apelor mari de primăvară (Călmățui 45%, Casimcea 38%). Se conturează trăsăturile tipului de regim torențial, cu viituri frecvente și puternice. Este specific Câmpiei Române (Bărăgan), cursului inferior al Siretului, Podișul Dobrogei. Alimentarea este pluvio-nivală (Bărăgan) și pluvial-moderată (Dobrogea).

10.Tipul cu regim torențial prepontic danubian

Este asemănător cu tipul pericarpatic sudic cu diferența că apele mari de primăvară au frecvență <50%.

11.Tipul de regim premaritim dobrogean

Regim puternic dezordonat, cu unele concentrări ale ponderii curgerii în perioada rece a anului și luna martie. Din cauza prezenței, pe spații largi, a reliefului carstic, în Dobrogea de Sud, pe majoritatea văilor seci, apar viiturile cu caracter episodic.

10.s.Dunărea

Cu cei 2857 km lungime, Dunărea este al doilea fluviu al Europei, după Volga și al treilea ca importanță economică, după Rhin și Volga. Din lungimea totală, 1.075 km se află pe teritoriul României, ceea ce reprezintă 38% din curs. Pe teritoriul României curge în exclusivitate pe o lungime de 236 km.

Adesea denumită "marea diagonală a Europei", Dunărea drenează depresiunile Panonică și Pontică, ambele înconjurate de masive hercinice, alpine, carpatice, dinarice și balcanice, traversând în drumul său 10 țări (Germania, Austria, Slovacia, Ungaria, Croația, Yugoslavia, România, Bulgaria, Moldova, Ucraina) și scaldă 4 capitale (Viena, Bratislava, Budapesta, Belgrad).

Are un bazin hidrografic de 805.300 km^2, din care 221.670 km^2 (28%) aparțin teritoriul românesc ("Dunărea între Baziaș și Ceatalul Ismail", 1967). Suprafața bazinului ocupă 8% din continentul european. Are un bazin aproape simetric, cca.56% din suprafață se află situată pe partea stângă și 44% pe dreapta.

Izvorăște din Munții Pădurea Neagră (Germania), de unde culege doi afluenți, Brieg și Brigach, care emerg de sub vârful Kandel (1.241m) și se unesc la Donaueschingen (678m), în curtea castelului Fürstenberg.

Cumpăna apelor urmărește, în partea de sud, crestele Munților Alpi, Dinarici și Balcani, care separă bazinul hidrografic al Dunării de bazinele învecinate ale Mariței, Strumei, Vardarului și Drinei, iar pe partea de nord, crestele Munților Jura, Boemiei și Carpaților îl separă de bazinele Rhinului, Elbei, Oderului, Vistulei și Nistrului.

Artera principală a Dunării s-a finalizat la sfârșitul Pliocenului și începutul Cuaternarului, ca urmare a drenării succesive, în timp, a unor lacuri imense din bazinele Vienei, Panonic și Pontic care au fost separate din Marea Sarmatică ca urmare a ridicării sistemului alpin.

Importanța Dunării, ca linie de demarcație și însemnată cale de comunicație, este recunoscută din antichitate: de la Regensburg până aproape de vărsare, reprezenta limita septentrională a marelui Imperiu Roman care a creat pe traseul său numeroase orașe cetăți.

Catenele muntoase, alcătuite din roci dure, reprezintă și limitele convenționale care împart Dunărea în trei sectoare principale: Dunărea superioară (sectorul alpin), Dunărea mijlocie (sectorul Panonic), Dunărea inferioară (sectorul carpato-pontic).

10.s.1.Regimul hidrologic al Dunării

În funcție de așezarea bazinului său, la contactul între climatul temperat-oceanic din vest, temperat-continental din est și influențele baltice în nord, regimul hidrologic al Dunării se caracterizează prin existența unor importante variații de nivel și de debit în cursul anului și în decursul timpului.

Apele mari se produc primăvara, ca urmare a topirii zăpezilor și ploilor abundente însă, în cursul superior și mijlociu, au loc în lunile martie-aprilie, iar în cel inferior, în mai. Creșterea debitului are loc din amonte spre aval: 1.470 m^3/s la Passau, 1.920 m^3/s la Viena, 2.350 m^3/s la Budapesta. 5.300 m^3/s în defileul Porțile de Fier, 6.470 m^3/s la Ceatalul Ismail (Patlageanca din

Delta Dunării). Debitele maxime reflectă regimul continental al fluviului: 15.100 m^3/s la Orşova (13 aprilie 1940), 15.900 m^3/s (mai 1942) şi 15.500 m^3/s la Ceatalul Ismail (5 iunie 1970). Debitele cele mai mici se produc la apele mici de toamnă, iar în unele cazuri în perioada de iarnă: 1.250 m^3/s la Orşova (12 ianuarie 1954), 1.450 m^3/s la Oltenița (ianuarie 1964), 1.350 m^3/s la Ceatalul Ismail (octombrie 1921).

Temperatura apelor Dunării se află sub directa influență a temperaturii aerului şi într-o măsură mai mică sub cea a factorilor locali. Încălzirea apei începe din luna martie şi ține până în luna august, după care urmează procesul de răcire. Înghețul apelor se produce după menținerea mai multor zile cu temperaturi negative. Gheața poate să apară din prima decadă a lunii decembrie până la începutul lunii martie. Durata podului de gheață este, în medie, de 45-50 zile. Fenomenul de dezgheț se produce primăvara, cel mai frecvent din aval spre amonte, într-o perioadă de câteva zile (4-8 zile).

Mineralizarea apelor este redusă, mai ridicată în perioadele secetoase ale anului. Datorită debitelor mari se asigură o capacitate ridicată de autoepurare a apelor şi, concomitent, îmbunătățirea calității lor în cursul inferior: 280-500 mg/l în sectoarele româneşti; aparțin tipului bicarbonatat calcic, cu tendință uşor alcalină.

10st.2.Cursul superior are pante medii de 0,47 m/km, repartizate uniform: variază între 6,7-0,4 m/km (Narvatov, 1944). Cursul superior este tipic de munte, caracterizat prin numeroase sectoare în care predomină eroziunea, alternând cu sectoare în care sunt prezente acumularea şi chiar meandrarea. Viteza de curgere, pe şenal, este de 1,9-2,5 m/s la ape medii şi 4,5-5 m/s la ape mari. Adâncimile, la etiaj, pe talveg, sunt de peste 1,2m în aval de Ulm, iar în Câmpia Vienei ajung la 2m (Antipa, 1921).

Sectorul superior se desfăşoară de la izvoare până la Poarta Devin şi are o lungime de 1060 km.

Cei mai mulți afluenți îşi au izvoarele pe flancul nordic al Alpilor: Günz, Mindel, Riss, Iller, Isar, Würm, Inn etc. Cel mai important afluent este Innul care deține la vărsare un debit mediu de 810 m^3/s, cu mult mai mare decât al Dunării în această secțiune (660 m^3/s). Dunărea începe să fie navigabilă în aval de localitatea Ulm, unde adâncimea de etiaj pe talveg depăşeşte 1,2m.

Regimul hidrologic de la izvoare cunoaşte debite specifice mari şi caracter constant, imprimat de influența oceanică. În cadrul Podişului Bavariei afluenții din Alpi imprimă un caracter preponderent alpin, cu alimentare din topirea zăpezilor.

10.s.3.Cursul mijlociu se desfăşoară între Poarta Devin şi localitatea Baziaş, pe o lungime de numai 725 km.

Față de cursul superior, caracterele Dunării în cadrul Câmpiei Panonice sunt diferite: panta medie este de 0,1‰, reducându-se local la 0,05‰. Viteza de curgere pe şenal, la ape medii, scade la 0,9-1,4 m/s, iar la ape mari este de 4-5,5 m/s. Adâncimile, la etiaj, pe talveg sunt de cca.1,6m, iar caracteristica de bază este reprezentată de apariția viiturilor mari şi a meandrelor.

Dintre afluenții mici se remarcă: Raba, Vah, Hron, Ipoly, Raab etc.; iar dintre cei mari: Drava (670 m^3/s), Sava (1.460 m^3/s) şi Tisa (814 m^3/s).

Regimul hidrologic din cursul superior cunoaşte o întrepătrundere a zonelor depresionare cu cele muntoase, fiind puternic influențat de climatul continental, având o mare variabilitate şi afluenți într-un număr foarte mic. Regimul devine complex doar în sud-estul Câmpiei Panonice datorită râurilor ce vin din zonele montane, afluenții fiind, în acest caz, cei care schimbă caracterul hidrologic al Dunării.

10.s.4.Cursul inferior se desfăşoară pe o distanţă de 1075 km, între localităţile Baziaş şi Sulina, făcând graniţa dintre Yugoslavia, România, Bulgaria, Moldova şi Ucraina.

Deoarece traversează o multitudine de regiuni naturale, cursul inferior este împărţit în 5 sectoare (Ujvari, 1972): defileul carpatic (144 km); sud-pontic (566 km); pontic oriental cu bălţi (195 km); predobrogean (80 km); deltaic (90 km).

Sectorul defileelor carpatice

Este cel mai spectaculos sector al Dunării şi se desfăşoară între localităţile Baziaş şi Gura Văii, pe o lungime totală de 144 km. Între localităţile Ieşelniţa şi Plavişeviţa, pe cca.9 km lungime, datorită lăţimii foarte mici, valea se prezintă sub forma unui canion şi poartă denumirea de Cazanele Mari şi Cazanele Mici.

Dificultăţile de navigaţie de pe acest sector au fost rezolvate prin construirea şi darea în folosinţă a lacului de acumulare de la Porţile de Fier I, în anul 1971. Corpul barajului dintre Gura Văii-Şip are o lăţime de 55,2m, în timp ce lacul de acumulare are o suprafaţă de cca.700 km^2, un volum de 12 km^3 şi o lungime de peste 230 km. Remuul produs de lac ajunge, la ape mari, până în amonte de Belgrad, iar la ape mici, până în amonte de vărsarea Tisei, unde se produce o ridicare de 2,23m a nivelului (Ujvari, 1972).

Sectorul sud-pontic (valah)

Are o vale asimetrică, cu malul drept abrupt, dat de Podişul Prebalcanic, în timp ce malul stâng este jos, cu luncă dezvoltată şi o succesiune de terase fluviale.

Este împărţit în două subsectoare:

Superior, situat între Gura Văii şi Ţigănaş, cu caracter piemontan, care face tranziţia de la sectorul carpatic la cel de câmpie.

Inferior, în aval de Ţigănaş, până în dreptul oraşului Călăraşi, unde fluviul, în condiţii de curgere prin câmpie, îşi creează un drum larg şi o luncă extinsă.

Lunca Dunării, care pe alocuri are o lăţime sub 2-5 km în prima porţiune, în cea de-a doua poate căpăta o lăţime de 3-10 km în aval de Ţigănaş. Patul albiei are o pantă mică ce variază între 0,045-0,06‰, fapt ce determină formarea ostroavelor, multe dintre ele de mari dimensiuni: Ostrovul Mare, Păpădia, Dragavelu, Băloiu, Belene, Ostrovul Păsărilor etc.

Albia minoră, la niveluri medii, are lăţimi cuprinse între 950-1.000m, pe când lunca poate atinge un maximum de 13 km.

Multe din lacurile existente în lunca Dunării au fost complet desecate (Cârna, Nedeia, Potelu, Mahâru, Greaca etc.), puţine dintre ele funcţionând şi astăzi (Gârla Mare, Maglavit, Golenţi, Ciuperceni, Rast, Bistrelu etc.). Fostele organisme de luncă au fost transformate în canale de evacuare şi folosite ca staţiuni de pompare.

Sectorul pontic oriental (al bălţilor)

Este sectorul care se desfăşoară în întregime pe teritoriul României şi este cuprins între oraşele Călăraşi (sud) şi Brăila (nord). În acest sector Dunărea se desface în mai multe braţe, cuprinzând între ele lunca propriu-zisă care, datorită numeroaselor lacuri şi gârle, a frecventelor inundaţii caracteristice zonei, au fost numite Balta Ialomiţei (Borcea), delimitată de braţele Dunărea Veche şi Borcea şi Balta Brăilei delimitată de Dunărea Nouă, cu mai multe braţe (Vâlciu, Mănuşoaia, Cremenea, Pasca, Calia, Arapu) formând ostroave mai mici la vest şi braţul Măcin (Dunărea Veche) la est. Astăzi, ambele bălţi au fost îndiguite (acţiune terminată în anul 1964) şi terenurile sunt folosite pentru cultura plantelor cerealiere (mai ales porumb).

Bălţile Ialomiţei şi Brăilei reprezintă ultimele rămăşiţe ale fostului lac cuaternar din estul Câmpiei Române. Transformarea lor în câmpii acumulative nu este terminată, ele aflându-

se în stadii diferite de colmatare. Pantele, în cadrul acestui sector, sunt foarte reduse, cuprinse între 0,03-0,02‰, ceea ce determină o viteză scăzută a apelor şi favorizarea depunerilor solide.

Sectorul predobrogean (nord-dobrogean)

Este cuprins între Brăila şi Ceatalul Ismail (80 km), cu lăţimi ale albiei între 0,4-1,7 km. Acest sector, continuat apoi până la Sulina, poartă şi denumirea de "Dunărea maritimă".

Dunărea curge printr-un singur braţ şi are adâncimi mari de până la 20-34m, făcând câteva coturi rapide, determinate, preponderent, de structura rezistentă a rocilor dure din bază. Datorită adâncimilor mari, pe tot sectorul, fundul albiei se află sub nivelul mării şi în unele locuri, chiar sub nivelul albiilor din deltă. Prin urmare, fundul albiei are pante negative, mai ales în aval de Galaţi, cu căderi extrem de mici, de 6-7 mm/km.

Lunca, larg dezvoltată, este acoperită cu o serie de lacuri de mari dimensiuni: pe stânga Jijila, Crapina, Parcheş, Somova etc.; pe dreapta Kahul, Orlovet-Dervent, Kugurlui-Ialpug, Katalpug, Kitai (Ucraina).

Sectorul deltaic

Este un sector nou, cu o vechime de cca.5.000-10.000 ani deoarece în perioada pleistocenă pe acest loc exista un golf. Se desfăşoară de la Ceatalul Ismail (prima bifurcaţie), între braţele Chilia (111 km) la nord şi Tulcea (19 km), continuat cu Sf.Gheorghe (116 km) la sud, până la vărsarea acestuia în mare.

Delta Dunării, în timpul formării sale, şi-a modificat permanent suprafaţa, astăzi însumând 478.457 ha (inclusiv sectoarele ucrainene şi complexul lagunar Razim-Sinoie).

Delta Dunării reprezintă cea mai importantă câmpie terminală a unui fluviu european (cu excepţia Volgăi), situată în sectorul nord-vestic al bazinului Mării Negre, într-o regiune mobilă a scoarţei terestre (Depresiunea Predobrogeană). Este cuprinsă între $44^0$46'00'' lat.N (Periteaşca), $45^0$40'00'' lat.N (sud Sasik) şi $28^0$40'24'' long.E (Ceatal Chilia), $29^0$40'50'' long.E (est delta secundară a Chiliei).

Parametri morfometrici ai deltei (Romanescu, 1995,1996,1999,2003,2005) rămân, totuşi, valori aproximative, fapt pentru care se pot lua ca estimare a limitelor caracteristicile legate de geneză, despletiri de braţe, formă de avansare etc., în ideea că delta apare ca o construcţie sedimentară la limita dintre fluviu şi mare. Vârful din amonte al delte este cunoscut sub numele de apexul A şi corespunde primei difluenţe (Ceatalul Ismail). Cel mai înaintat punct al litoralului deltaic este numit apexul (punctul) distal D, dar care, în cazul de faţă, este greu a-l delimita deoarece Delta Dunării prezintă trei braţe principale, toate cu avansări oarecum egale (linie dreaptă): Chilia 84 km, Sf.Gheorghe (Insula Sacalin) 81 km, Sulina 77 km. În cazul de faţă s-a optat pentru punctul Sulina, dat fiind faptul că el se află în partea mediană a deltei ceea ce conferă un mare echilibru acesteia.

Distanţa în linie dreaptă dintre apex şi punctul distal este lungimea (L) care, în cazul de faţă, este de 77 km. Denivelarea deltaică (H) este diferenţa dintre altitudinea apexului şi nivelul mediu al mării. Comparativ cu alte delte ale lumii (Rhône 7m, Nil 18m, Orinoco 8m, Fluviul Roşu 15m etc.) denivelarea Deltei Dunării este de 3,6m. Raportul dintre denivelarea deltaică (H)

$$\frac{H}{L}$$

şi lungimea acesteia (L) - - constituie panta deltei. Ea diferă de panta longitudinală a braţului Sulina care, de la apex la mare, are o altă lungime, alungindu-şi cursul în funcţie de sinuozităţi. Panta deltei, în cazul de faţă, este de 0,046 m/km (Volga 0,010, Mississippi 0,017 şi 0,034, Rhône 0,060, Nil 0,20 etc.).

Distanța în linie dreaptă între cele două extremități laterale (E_1 și E_2) de pe sectorul litoral constituie lățimea deltei (l). Și în acest caz localizarea precisă a extremităților E_1 și E_2 este adesea incertă fiind, de cele mai multe ori, arbitrar alese. Se poate evalua lățimea deltei la cca.150 km (între Capul Midia și sudul lacului Sasik) (Ebro 23 km, Rhône 70 km, Nil 260 km, Mississippi 220 km etc.). Lățimea propriu-zisă a deltei este de 90 km.

În perioada 1921-1960 debitul mediu lichid la Ceatalul Ismail a fost de 6.300 m^3/s, iar în perioada 1921-1980 s-a ridicat la 6.470 m^3/s (Gâștescu, Driga, 1983). Pe cele trei brațe debitul este astfel repartizat: 58% Chilia, 22% Sf.Gheorghe și 20% Sulina. Repartizarea transportului de aluviuni pe principalele brațe este aproximativ egal cu debitele de apă (Almazov et al., 1957). Pe suprafața deltei se depun, în medie, cca.0,1% din aluviuni, ceea ce corespunde cu un strat mediu de 3-4 mm, restul aluviunilor fiind transportate în mare. Aluviunile transportate de fluviu pun în evidență procesul de degradare a solurilor în întregul bazin dunărean. Cantitatea materialului aluvionar este legată atât de debitul lichid, cât și de natura litologică a bazinului, caracterul ploilor etc. Există o strânsă legătură între lungimea unui fluviu, mărimea bazinului hidrografic și debitul solid transportat care, toate la un loc, dau naștere unei anumite suprafețe cu dimensiuni ce sunt legate nemijlocit de factorii enumerați.

Importanța cantității de aluviuni poate fi observată la cele trei brațe principale ale Dunării care, la rându-le, prezintă trei delte cu caracter secundar. Acestea, înaintează cu viteze diferite, în funcție de valoarea debitului solid transportat: în 1958 brațul Chilia a transportat 48,4 mln.t și delta secundară a înaintat cu o medie de 80 m/an; Sf.Gheorghe transporta 16,5 mln.t și avansa cu o medie de 16-20 m/an. Cantitatea de aluviuni s-a redus simțitor de la 70 mln.t/an
(C.E.D., 1932), la 58,7 mln.t/an (Gâștescu, Driga, 1980; Bondar, 1983) la cca.20-22 mln.t/an astăzi (Duma et al., 1990). Transportul maxim de aluviuni înregistrat în Delta Dunării a fost de 178,7 mln.t în anul 1912, iar cel minim de 12,5 mln.t în anul 1866. Procesul de reducere a debitului solid este continuu, datorat amenajărilor funciare și construcțiilor hidrotehnice efectuate în întregul bazin dunărean. Procesul în sine are efecte negative în ceea ce privește dezvoltarea în suprafață a Deltei Dunării, mai ales asupra ratei de înaintare. Progradarea este coroborată și cu procesul lent, dar sigur, de ridicare a nivelului marin (1-2 mm/an). Reducerea progradării este legată și de creșterea proeminentă a deltei care, la rându-i, determină o alungire a cursului Dunării, o scădere a pantei și în același timp o reducere a capacității de transport a materialului solid.

Ca efect al creșterii cantității de aluviuni, în cazul special al viiturilor, îl reprezintă schimbarea, într-un timp extrem de scurt, a liniei de țărm. Cazul de față este exemplificat de viitura maximă înregistrată în anul 1897, cu valoarea de 35.000 m^3/s și care a cauzat apariția, la suprafață, a Insulei Sacalin (gura brațului Sf.Gheorghe).

10.t.Bazinele hidrografice

10.t.1.Definiție

Noțiunea de bazin hidrografic (bazin versant) a fost mult timp formalizată. La o scară spațială restrânsă această noțiunea a fost pusă la punct de Leonardo da Vinci: „fiecare vale a fost creată de propriul fluviu și raportul dintre văi este același ca între fluvii" (Baulig, 1948). Noțiunea de bazin apare, se pare, la Coulon în 1644 („Les Rivières de France"); principiul enunțat de Coulon stă la baza sistemului pus la punct de Buache (1752) care compară sistemele muntoase în funcție de negativitatea creată de râuri (Broc, 1969). Buache (1762) a definit bazinul hidrografic ca fiind: „ansamblul tuturor apelor care se reunesc într-un fluviu sau râu". Tot el sistematizează desenul cumpenei de ape pe hărțile topografice. Duffon (1749) interpretează

existența văilor ca fiind un rezultat al curenții marini ce activau în perioada imersiunii continentale; eroziunea torențială a efectuat doar retușuri. Darcet (1776) a fost primul cercetător care a stabilit rolul apelor curgătoare în geneza văilor: „să nu credeți [...] că apele au preluat trasee anterior săpate; chiar apele, din amonte spre aval, s-au reunit și au deschis noi căi: și-au săpat noile albii încă din timpuri străvechi, cum de altfel le sapă și astăzi" (Broc, 1969). Noțiunea de rețea hidrografică ierarhizată a fost dezvoltată de abatele Giraud-Soulavie în lucrarea „Histoire naturelle de la France méridionale" (1783). Pune în evidență existența a trei stadii (vârste) succesive de formare a văilor: tinerețe, maturitate și bătrânețe (teorie popularizată mai târziu de Davis). Primele văi se stabilesc divergent-radiar în jurul reliefului emers; inciziile lor creează un sistem de pante convergente pe care se stabilesc cursuri de apă secundare; în cadrul câmpiilor ramificările sunt rare și propune atribuirea celui de-al treilea stadiu râurilor care se scurg spre mare (citat de Cosandey, Robinson, 2000).

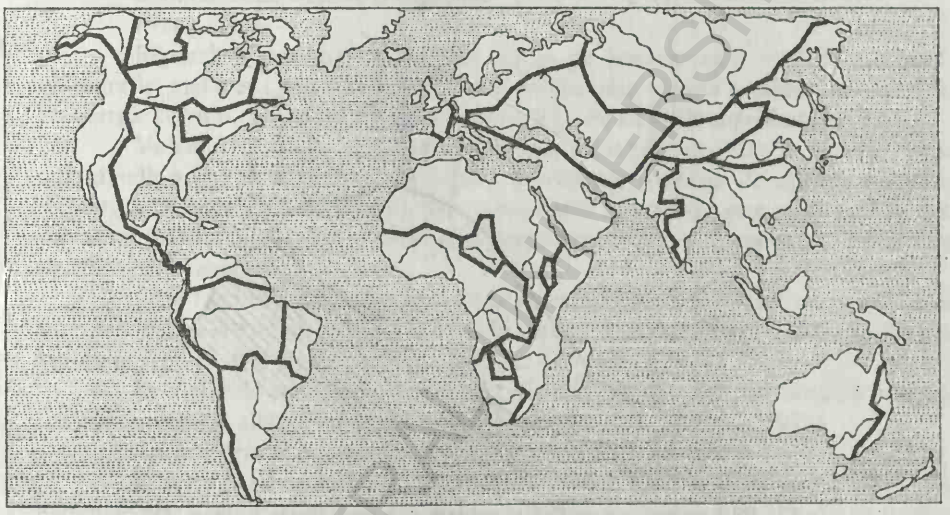


Fig.91 Cumpăna de ape a marilor bazine și arii hidrografice

Bazinul hidrografic (de recepție sau colector) al unei rețele hidrografice reprezintă suprafața de pe cuprinsul căreia se alimentează un râu sau un sistem hidrografic. În realitate, în spațiul bazinului hidrografic, au loc toate procesele fizice care determină scurgerea.

Bazinul hidrografic (b.h.) adesea mai este cunoscut sub denumirea de bazin versant (b.v.), reprezintă o entitate topografică și hidrografică în care se produc intrările de apă sub forma precipitațiilor. Scurgerea și transportul materialelor mobilizate de eroziune sunt manevrate printr-un sistem de pante și drenuri naturale în direcția unui exutor unic care este gura de vărsare a unui curs colector de apă (Bravard, Petit, 2000).

Noțiunea de bazin hidrografic (sau bazin versant) a fost timp îndelungat formalizată. La o scară spațială mai restrânsă decât aceea a unui bazin hidrografic s-a referit și Leonardo da Vinci, afirmând: „fiecare vale a fost ocupată de fluviul său și raportul dintre văi este același ca cel dintre fluvii" (Baulig, 1948 citat de Bravard, Petit, 2000).

Noțiunea de bazin este amintită de francezul Coulon L. (1644) în lucrarea „Les Rivières de France". Dezvoltarea noțiunii se face în Secolul Luminilor. Buache Ph. (1752) recomandă

utilizarea „indicilor care furnizează râurile", deoarece „nu ne putem îndoii de legătura şi raportul muntelui cu râurile" (Broc, 1969). Buache Ph. (1762) defineşte bazinul hidrografic ca fiind „ansamblul tuturor pantelor de apă care se reunesc într-un fluviu sau râu" şi sistematizează desenul cumpenelor de apă pe hărţile puse la punct.

Darcet J. (1776) a fost primul care a stabilit cu claritate rolul apelor curgătoare în geneza văilor (Bravard, Petit, 2000).

Zona bazinului hidrografic este delimitată de o linie de separaţie cunoscută sub numele de cumpăna apelor. Această linie trece prin punctele de cea mai mare înălţime situate între două bazine învecinate (pe interfluvii) şi coboară spre regiunea de vărsare unde se închide. În general, suprafaţa de pe care se alimentează un râu, un lac sau o mare, are două tipuri de cumpene de ape:

- una superficială, care delimitează bazinul hidrografic de suprafaţă;
- una subterană, care corespunde bazinului hidrografic subteran.

Cele două cumpene de apă nu se suprapun decât foarte rar.

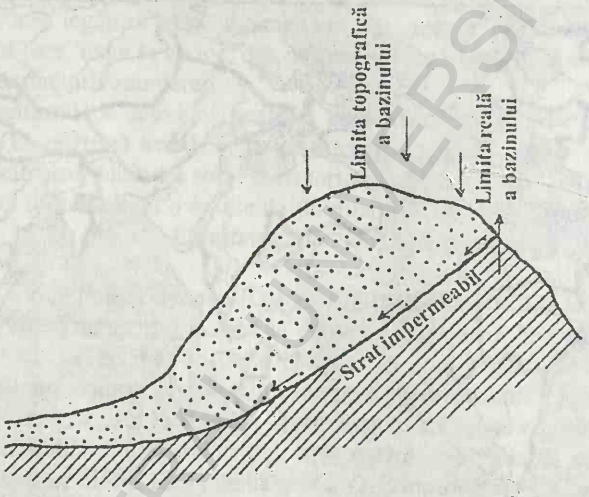


Fig.92 Limita topografică şi subterană a unui bazin hidrografic

Evoluţia oricărui bazin hidrografic este rezultatul interacţiunii dintre regimul fluxului de materie şi energie care pătrunde şi circulă în limitele lui şi rezistenţa opusă de suprafaţa topografică. În condiţii normale, principala sursă de materie o constituie precipitaţiile, iar de energie, radiaţia solară.

Rezistenţa suprafeţei topografice este dată de poziţia altimetrică şi de rezistenţa la eroziune a rocilor constituente, de gradul de acoperire cu vegetaţie, de învelişul solului, permeabilitate etc. De relaţiile de interdependenţă dintre aceşti factori, de repartiţia lor în timp şi spaţiu, depinde, în cea mai mare parte, evoluţia şi configuraţia actuală a reliefului bazinelor hidrografice.

Cumpenele superficiale sunt supuse unei intense eroziuni, fapt pentru care sunt variabile şi duc la creşterea sau micşorarea unui bazin în dauna celuilalt cu ajutorul captărilor fluviale. Migrarea cumpenelor este legată atât de factorii endogeni (geologici), cât şi de cei exogeni.

10.t.2.Schimburile de masă şi energie cu mediul înconjurător

Un bazin hidrografic, conform teoriei sistemice, poate fi considerat un sistem deschis, în care au loc, permanent, schimburi de materie şi energie cu mediul înconjurător.

Cantităţile de materie şi energie recepţionate de către bazin acţionează asupra variabilelor care definesc suprafaţa bazinului. O parte din ele se înmagazinează ca urmare a proceselor fizice şi biochimice, iar alta părăseşte limitele bazinului pe diferite căi.

Cantitatea de apă înmagazinată se evaporă, se scurge sau poate fi trecută în alte bazine ca urmare a acţiunii vântului, pe cale subterană sau ca urmare a intervenţiei antropice. O parte din energia primită este reflectată de suprafaţa bazinului şi se pierde în spaţiu (E_r).

Schimburile cu mediul înconjurător sunt permanente şi constituie premisa existenţei oricărui bazin hidrografic. Trebuie avut în vedere şi faptul că regimul acestui flux are o foarte mare importanţă asupra proceselor şi relaţiilor de interdependenţă existente între variabilele suprafeţelor bazinale.

a. Intrările de materie şi energie

Precipitaţiile

Reprezintă cea mai importantă formă de materie care intră în sistemul bazinului hidrografic, mai ales că au şi calitatea de a fi mobile, prin aceasta posedând şi o anumită cantitate de energie ce va fi consumată în cadrul proceselor care au loc la suprafaţa bazinului.

Volumul precipitaţiilor, pe unitate de suprafaţă, depinde de poziţia latitudinală şi altitudinală a bazinului hidrografic care influenţează şi starea de agregare a precipitaţiilor. Repartiţia în timp a acestora are o mare importanţă atât pentru procesele care se desfăşoară la suprafaţa bazinului, cât şi pentru amploarea reacţiilor de răspuns şi de dimensionare a morfologiei bazinelor.

Între frecvenţa ploilor torenţiale şi suprafaţa bazinelor există un raport invers: dacă o suprafaţă bazinală este mai mare, cu atât este mai mică probabilitatea ca aceasta să fie afectată de viitura provocată de o ploaie torenţială şi invers (Zăvoianu, 1978).

În condiţiile zonalităţii verticale a reliefului din România, se constată o legătură directă între precipitaţii şi altitudinea medie a bazinelor hidrografice (Ujvari, 1972).

Aportul prin intermediul vânturilor

În acest caz este vorba de precipitaţiile lichide care, în cazul vânturilor puternice, pot fi antrenate peste cumpăna de ape. Un fenomen identic se petrece şi cu zăpada viscolită. În această categorie sunt incluse şi particulele solide (praf, nisip) care pot modifica, la rându-le, configuraţia reliefului.

Aportul subteran

Diversitatea peisajelor geomorfologice, cu tectonică, structură şi litologie foarte variate, fac ca în multe situaţii cumpenele superficiale de apă să nu coincidă cu cele subterane.

Intrările ca urmare a intervenţiei omului

Pentru a face faţă nevoilor tot mai sporite de apă, de cele mai multe ori nu se mai respectă limitele naturale ale bazinelor hidrografice şi se transferă cantităţi foarte mari de apă dintr-un bazin în altul, prin intermediul conductelor sau devierilor de cursuri.

Radiaţia solară

Principala sursă energetică, cu excepţia energiei posedată de materia în mişcare, o constituie radiaţia solară. Cca.53% din energia primită de la Soare este absorbită de atmosferă sau se întoarce în spaţiul cosmic, restul de 47% ajungând la suprafaţa Terrei sub formă de radiaţie directă (insolaţie). Aceasta provine din razele care pătrund direct prin atmosferă (41%) şi din radiaţia difuză a cerului (6%), de ea depinzând toate procesele fizico-chimice şi biologice care au loc în natură (Strahler, 1973).

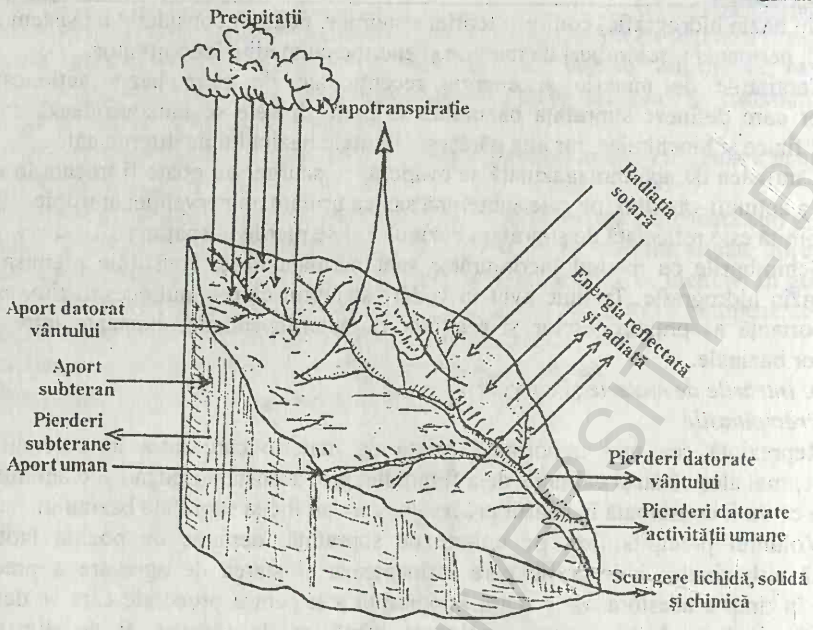


Fig.93 Schema schimburilor de masă şi energie ale unui bazin hidrografic cu mediul înconjurător după Zăvoianu, 1978

În afara radiației directe, suprafața unui bazin hidrografic mai poate primii de la atmosferă o cantitate de radiație difuză, la care se adaugă radiația reflectată de nori și cea atmosferică.

b. Ieşirile de materie şi energie

Cantitatea de materie şi energie odată pătrunsă în limitele unui bazin, circulă pe un număr foarte mare de căi. Ea reuşeşte să se înmagazineze sub diferite forme şi să acționeze asupra componentelor lui determinând o serie de reacții în lanț, ori pără eşte bazinul prin intermediul scurgerii, evaporării, pe cale subterană sau ca urmare a intervenției omului (Zăvoianu, 1978).

Scurgerea

Apele, în cadrul procesului de scurgere, pe lângă capacitatea de transport deţin şi calitatea de a dizolva o serie de săruri pe care apoi le antrenează în soluție. Ajunse în rețeaua albiilor, apele scurse, împreună cu materialele solide, minerale şi organice, antrenate şi cu cele pe care le poartă în soluție, se îndreaptă spre gura de vărsare a bazinului, pe unde, de fapt, ies din acesta şi intră în altul, ori se va vărsa într-un bazin marin sau lacustru.

În cadrul ieşirilor, pe lângă faptul că o parte din cantitatea de apă intrată părăseşte bazinul, aceasta, la rându-i, antrenează în acelaşi timp şi o parte din masa minerală şi organică a bazinului, coborându-i practic suprafața.

Evapotranspirația

Pentru România, din volumul total al precipitațiilor căzute, 77% se reîntorc în atmosferă ca urmare a proceselor de evapotranspirație (Ujvari, 1972). Cea mai generală formulă de

determinare indirectă este cea care foloseşte cantitatea de precipitaţii căzută (P) şi cantitatea de apă scoasă din bazin (Q):

$$E=P-Q.$$

Ieşirile pe cale subterană

Se produc când cumpenele superficiale de apă nu coincid cu cele subterane şi, ca atare, o serie de niveluri freatice, ce se alimentează cu apă din cadrul bazinului, se descarcă în alte bazine.

Cele mai semnificative exemple sunt reprezentate de zonele carstice care, de altfel, nu respectă, decât foarte rar, limitele bazinelor hidrografice.

Ieşirile cu ajutorul vânturilor

Situaţia este similară cu cea descrisă la intrări, numai că de data aceasta este vorba de eliminarea precipitaţiilor şi a altor materiale ce aparţin bazinului hidrografic.

Ieşirile ca rezultat al activităţilor umane

Situaţia se prezintă invers faţă de cea de la intrări. În cazul ieşirilor de energie din cadrul bazinului trebuie să se aibă în vedere, în primul rând, că orice cantitate de materie ieşită antrenează şi o energie proporţională.

La nivel mediu multianual, intrările în cadrul bazinului, prin intermediul vânturilor şi pe cale subterană, egalează pierderile pe aceleaşi căi, constatându-se astfel că numărul variabilelor care definesc fluxul de materie şi de energie, în cadrul unui bazin hidrografic, este destul de mic şi se pot face evaluări cantitative destul de corecte. Suprafaţa cu cel mai mare grad de saturare în apă coincide cu vârful hidrogramei, când în bazin se află şi cea mai mare cantitate de apă.

10.t.3.Tipurile de bazine

Forma bazinelor hidrografice este imprimată de poziţia şi orientarea limitei bazinelor. De forma bazinului depinde atât lungimea traseului apelor curgătoare, din amonte spre aval, forma hidrografului, cât şi posibilitatea de dezvoltare şi aportul de apă al afluenţilor. Există o strânsă legătură între cantitatea de precipitaţii, evaporaţie, debitele de apă şi altitudinea bazinului analizat.

Bazinele hidrografice, cu toată marea lor varietate, au fost grupate în 5 tipuri (Buta, 1983):

Tipul I, include bazinele hidrografice dezvoltate mai mult în cursul mijlociu: Crişul Negru, Trotuş, Someşul etc.

Tipul II, unde bazinele hidrografice se dezvoltă în cursul superior: Jiu, Ialomiţa, Buzău etc.

Tipul III, unde bazinele hidrografice se dezvoltă în cursul inferior: Argeş, Someşul Mic etc.

Tipul IV, este caracteristic bazinelor hidrografice dezvoltate uniform: Arieş, Vedea, Crişul Alb, Bega etc.

Tipul V, este tipic pentru bazinele care se îngustează în cursul mijlociu: Olt, Târnava Mare etc.

Clasificarea de faţă este destinată a avea scopuri practice deoarece, în funcţie de dezvoltarea bazinelor, se pot desprinde câteva caracteristici ce privesc geneza şi dezvoltarea viiturilor:

- bazinele dezvoltate uniform, pe toată lungimea lor, nu generează viituri bruşte ci numai creşteri progresive şi atenuări treptate;
- bazinele dezvoltate în cursul inferior favorizează scurgerea bruscă deoarece apele din precipitaţii se vor aduna rapid la ieşirea din bazin;

BCU "I. C. BRĂTIANU" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- bazinele dezvoltate mult în cursul superior vor genera viituri a căror amploare va scădea cu cât se apropie de cursul inferior.

10.1.4.Elementele morfometrice ale bazinelor hidrografice

a. *Perimetrul bazinului (P)*

Linia închisă care separă un bazin hidrografic de bazinele înconjurătoare, reprezintă perimetrul. Se suprapune peste linia superficială a cumpenei de ape. Trasarea perimetrului se face, în cazul în care există o totală separare a bazinelor hidrografice învecinate, nu numai sub aspect topografic, ci şi din punct de vedere al alimentării cu apă.

Pentru obţinerea unei valori apropiate de realitate, se determină o înălţime medie a cumpenei apelor şi o pantă medie a perimetrului (I_p), luând în calcul raportul dintre dublul diferenţei de nivel dintre cel mai înalt vârf şi gura de vărsare (ΔH) şi lungimea în kilometri a cumpenei de ape (P):

$$I_p = \frac{2\Delta H}{P}.$$

Altitudinea medie (h_m) a cumpenei de ape se determină ca semisuma înălţimii medii a vârfurilor (h_v) şi a înşeuărilor (h_s):

$$H_m = \frac{(h_v + h_s)}{2}.$$

b. *Suprafaţa bazinului hidrografic (S_b)*

Este delimitată de un perimetru care corespunde cu traseul cumpenelor de apă şi este măsurată prin planimetrare. Linia care conturează traseul cumpenei de apă poate fi obţinută prin unirea celor mai mari cote geodezice din zona obârşiilor ramificaţiilor reţelei hidrografice considerate.

Nr. crt.	Fluviul	Lungimea km	Suprafaţa bazinului km^2
1	Nil	6690	2878500
2	Amazon	6518	5778290
3	Mississippi	5970	5211600
4	Chang Jiang	5827	1808000
5	Huan He	4850	761500
6	Zair	4666	4014500
7	Mackenzie	4600	1660000
8	Obi	4505	2913750
9	Mekong	4350	906500
10	Lena	4318	2421000
11	Niger	4200	2100000
12	Enisei	3794	2698780
13	Parana	3718	2305100
14	Yukon	3700	932000
15	Volga	3700	1358000
16	Zambezi	3450	1328600
17	Indus	3186	963480

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

18	Gange	3090	1825000
19	Dunărea	2857	805300
20	Eufrat	2735	1113700

Tabel 29 Clasamentul marilor fluvii ale Terrei

Suprafața bazinului reprezintă proiecția orizontală a unei suprafețe topografice reale, care face cu planul orizontal un unghi oarecare, în funcție de înclinarea medie a mulțimii de planuri care o alcătuiesc. Unghiul poate varia de la 0^0 pentru suprafețele orizontale din zona de câmpie, până la 90^0 pentru pereții verticali ai zonelor montane. Dacă unghiul este mare cu atât diferența dintre proiecția orizontală și suprafața reală a versantului va fi mai mare. Prin planimetrare, suprafața se exprimă în ha sau km^2 și este asociată, tot timpul, cu kilometrajul profilului de închidere sau cu denumirea stațiunii hidrometrice. Pentru același curs de apă suprafața bazinului hidrografic crește în raport cu mărirea lungimii traseului.

Cele mai importante metode de determinare a suprafețelor bazinelor hidrografice sunt:

- grafice, se referă la metoda alegerii figurilor geometrice corespunzătoare, la metoda caroiajelor etc.;
- mecanice, în care se utilizează: planimetrul simplu și polar (integrator), paleta cadrilată etc.;
- electronice, utilizate din ce în ce mai des în condițiile în care se dispune de hardul necesar și softul corespunzător.

Suprafața bazinului hidrografic constituie un parametru foarte util în studiul regimului apelor. Este prezent totdeauna fie când se studiază scurgerile din timpul secetei, fie pentru cele din timpul topirii zăpezilor sau al ploilor torențiale.

c. *Forma bazinelor hidrografice*

Datorită ramificațiilor foarte variate, rețeaua hidrografică imprimă bazinului forme plane cu aspect foarte variat. Exprimarea analitică, cu caracter convențional, a formei bazinului hidrografic, se obține astfel:

1.Cu relația care exprimă lățimea medie a bazinului:

$$\beta = \frac{F}{L}.$$

unde:

F = suprafața;

L = lungimea liniei mediane a bazinului hidrografic.

2.Cu relația care exprimă abaterea de la forma circulară:

$$\beta = 4\pi \frac{F}{\hat{\lambda}}.$$

unde: $\hat{\lambda}$ = lungimea cumpenei apelor bazinului hidrografic (Vladimirescu, 1984).

Indicele formei (φ) exprimă abaterea de la forma circulară a suprafeței (Gravelius, 1914). Dacă se notează cu S suprafața și cu P perimetrul bazinului, se obține:

$$\varphi = \frac{P}{perimetrul - cercului - la - suprafata - S} = \frac{P}{2\sqrt{2 * \pi}}.$$

B.C.U. „M. EMINESCU" IAȘI GEOLOGIE-GEOGRAFIE

BCU IAȘI / CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

Numeroase studii pentru forma bazinelor hidrografice au fost întreprinse de Horton (1944), care aminteşte de factorul de formă (R_f):

$$R_f = \frac{A_u}{L_b^2}.$$

unde:

A_u = suprafaţa bazinului;

L_b^2 = pătratul lungimii maxime a acestuia.

Se foloseşte şi un raport de circularitate (RC) (Miller, 1953):

$$RC = \frac{A_u}{A_c}.$$

unde:

A_u = suprafaţa bazinului analizat;

A_c = suprafaţa cercului de aceeaşi lungime cu perimetrul bazinului.

Forma bazinului se poate explica şi prin raportul de alungire (R_e) (Schumm, 1956), care reprezintă câtul dintre diametrul cercului cu aceeaşi suprafaţă ca a bazinului (D_c) şi lungimea maximă a bazinului (L_b), măsurată paralel cu axa râului principal.

Se recomandă totodată şi utilizarea altor formule (Morariu, Pişota, Buta, 1962):

$$\varphi = \frac{F}{L^2}.$$

unde:

F = suprafaţa bazinului;

L^2 = suprafaţa pătratului care are latura egală cu lungimea bazinului.

d. *Raportul de formă al bazinelor hidrografice (R_f)*

Ţine cont de două elemente esenţiale: suprafaţa bazinului şi perimetrul care o delimitează. Utilizându-se, ca unitate de referinţă, pătratul se ajunge ca raportul de formă să aibă următoarea formulă (Zăvoianu, 1978):

$$R_f = \frac{F}{\left(\frac{\rho}{h}\right)^2}. \quad \text{sau} \quad R_f = \frac{F}{\left(\frac{P}{4}\right)^2}.$$

unde:

F = suprafaţa bazinului;

$\left(\frac{\rho}{h}\right)^2$ = suprafaţa pătratului cu acelaşi perimetru.

Din acest punct de vedere se disting trei categorii de bazine:

- alungite, cu valori mai mici ca unitatea;
- pătrate, raportul devine egal cu 1;
- rotunde, cu valori ale indicelui de formă cuprins între 1 şi 1,2.

Forma bazinului se mai poate obţine şi din următorul raport:

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$\beta = 4\pi \frac{F}{L^2}.$$

unde:

F = suprafața bazinului;
L = lungimea totală a cumpenei apelor.
Sau:

$$\beta = \frac{F}{\lambda}.$$

unde:

F = suprafața bazinului;
λ = lungimea pe axul median.

Ca urmare a diversității condițiilor fizico-geografice râurile pot avea forme diferite: cele care coboară din zona montană au bazine foarte alungite în comparație cu cele din zona subcarpatică. Pe parcursul evoluției rețelei hidrografice raportul de formă este un parametru care se poate modifica. Cu cât ordinul râului este mai mic, cu atât forma bazinelor se apropie de o figură echivalentă cu a unui pătrat sau tinde spre o formă cât mai rotunjită.

În mod direct, centrul bazinului hidrografic poate fi descoperit prin decuparea pe carton, la scara hărții, a suprafeței bazinului și suspendarea succesivă a acestuia din două puncte marginale. Centrul este intersecția celor două linii trasate pe carton în continuarea firului de suspendare.

Cu unele aproximații, o parte din bazinele hidrografice se pot înscrie în forme regulate: cerc, elipsă, forme alungite etc.

În condiții egale, două bazine cu aceeași suprafață, dar cu forme diferite, vor avea un regim al apelor foarte diferit. Bazinele înguste, comparativ cu cele ovale sau triunghiulare, produc debite de inundații mai mici deoarece preiau o cantitate de apă mai mică de la ploile cu caracter torențial.

e. *Lungimea bazinului hidrografic (L)*

Lungimea se definește ca fiind distanța măsurată de la izvoare până la punctul cel mai îndepărtat situat pe linia cursului de apă, în regiunea de izvoare. În cazul unor bazine asimetrice sau curbate, lungimea este reprezentată de o linie frântă obținută prin unirea punctelor mediane ale bazinului care se stabilesc pe hartă cu ajutorul unei rigle.

Lungimea maximă (L_{max}) este distanța dintre izvor și locul de vărsare, măsurată paralel cu linia principală de drenaj.

Lungimea medie (L_m) este determinată ca fiind raportul între suprafața bazinului (S_b sau F) și lățimea acestuia (B):

$$L_m = \frac{F}{B}.$$

Lungimea bazinului poate fi estimată prin mai multe procedee.

Mediana este utilizată în cazul în care bazinul are o formă neregulată și lungimea medie este greu de cuantificat (Apollov, 1963). Este necesară o paletă de celuloid cu cercuri concentrice și un orificiu central. Paleta se mișcă pe traseul vărsare-izvor căutând, de fiecare dată, cercul care apreciază cel mai bine lățimea bazinului, marcând punctul central în așa fel încât, la final, să rezulte o mulțime de puncte care, unite, vor reprezenta lungimea medianei suprafeței bazinului.

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Lungimea medie (L) şi *lăţimea medie (B)* se determină prin luarea în calcul a două elemente de bază: Suprafaţa bazinului (F sau S_b) şi lungimea perimetrului acestuia (P). Forma bazinului se asimilează cu cea a unui pătrat şi cele două laturi sunt considerate ca fiind rădăcinile unei ecuaţii de gradul doi, în care produsul rădăcinilor dă suprafaţa bazinului (F = L*B), iar suma acestora dă jumătatea perimetrului $\left(\frac{P}{2}\right) = L + B$ (Zăvoianu, 1978).

În acest caz cele două dimensiuni se obţin din următoarea relaţie:

$$L, B = \frac{\left\{\left(\frac{P}{2}\right) \pm \left[\sqrt{\left(\frac{P}{2}\right)^2 - 4S_b}\right]\right\}}{2}.$$

Pe lângă determinarea celor două mărimi se poate aprecia şi forma bazinului în funcţie de valoarea de sub radical. Dacă discriminantul este mai mare ca zero, bazinul prezintă o formă alungită; dacă este egal cu zero, forma bazinului este echivalentă cu a unui pătrat; dacă este mai mic decât zero, se apropie de forma circulară (foarte rară în condiţii naturale).

f. *Lăţimea medie a bazinului (B)*

Lăţimea medie reprezintă raportul dintre suprafaţa bazinului (F sau S_b) şi lungimea sa (L). Pe versanţi se calculează în acelaşi mod:

$$\beta = \frac{F}{L}[km].$$

Cu cât valoarea lăţimii medii este mai mică, adică bazinul va fi alungit, cu atât amplitudinea viiturilor va fi mai redusă. Cunoaşterea acestei valori este necesară pentru prevederea volumului şi a amplitudinii viiturilor care, în mod obişnuit, sunt invers proporţionale cu aceasta.

g. *Lăţimea maximă a bazinului (l_{max})*

Lăţimea maximă este perpendiculara maximă faţă de linia lungimii bazinului. De obicei, cu cât valoarea acesteia este mai mare, cu atât bazinul se apropie mai mult de forma unui cerc, ceea ce determină şi o amplitudine mare a viiturilor.

h. *Coeficientul de dezvoltare a bazinului (φ)*

Valoarea acestui coeficient se obţine prin raportarea suprafeţei bazinului (F) şi suprafaţa pătratului ce are latura egală cu lungimea bazinului (L^2):

$$\varphi = \frac{F}{L^2} < 1.$$

Cu cât valoarea coeficientului este mai mare, cu atât viiturile din bazin vor avea amplitudini mai pronunţate.

i. *Coeficientul de asimetrie a bazinului (a)*

Se exprimă prin raportul:

$$a = \frac{f_{st} - f_{dr}}{\frac{f_{st} + f_{dr}}{2}}; \quad a = \frac{2(f_{st} - f_{dr})}{F}.$$

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

unde:

f_{st} = suprafața versantului stâng;

f_{dr} = suprafața versantului drept;

F = suprafața totală a bazinului ($f_{st} + f_{dr}$).

Coeficientul de asimetrie depinde de dezvoltarea diferită a versanților care se include în bazinul respectiv.

j. *Curba hipsometrică a bazinului*

Reprezintă un grafic obținut pe baza curbelor de nivel din cadrul bazinului. Pe ordonate sunt reprezentate altitudinile, iar pe abcise, însumări ale suprafețelor parțiale f_t dintre curbele de nivel.

Construcția curbei se obține prin reprezentarea perechilor de valori:

$$\left(A_i \sum_{i+1}^{i} f_i\right).$$

unde:

A_i = în ordonată este valoarea curbei de nivel de ordinul I;

$\sum_{1}^{i} f_i =$ însumarea suprafețelor parțiale dintre cota C_1 și curba de nivel de ordinul t = 1,2,….,n.

În urma echivalării ariei determinate de curba hipsometrică, cu aria unui dreptunghi, având ca bază suprafața integrală a bazinului, se poate obține altitudinea medie a reliefului.

k. *Altitudinea medie a bazinului (H_m)*

Pentru determinarea altitudinii se folosește formula:

$$H_m = \frac{f_1 * h_1 + f_2 * h_2 + \ldots + f_n * h_n}{F}.$$

unde:

$f_1 \ldots f_n$ = suprafața dintre două curbe de nivel vecine;

$h_1 \ldots h_n$ = semisuma altitudinii celor două curbe de nivel învecinate;

F = suprafața bazinului.

Sub formă prescurtată relația se prezintă astfel:

$$H_m = \frac{\left(\sum f_i h_i\right)}{F}.$$

Altitudinea medie a unui bazin este considerată ca fiind deasupra nivelului general al mării sau deasupra unui plan convențional. Practic, altitudinea medie a unui bazin hidrografic este caracteristica ce indică unitatea de relief în care acesta se încadrează. Această valoare este necesară, mai ales pentru calculul coeficientului de scurgere, a indicelui de ariditate etc.

În funcție de altitudinea medie, bazinele hidrografice pot fi de:

- munte, cu altitudine medie de >700m;
- deal, cu altitudine medie între 200-700m;
- câmpie, cu altitudine medie <200m;
- mixte, formate pe mai multe unități de relief.

l. *Frecvența râurilor*

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Reprezintă raportul dintre numărul total de segmente de râu dintr-un bazin dat şi suprafaţa acestuia (Horton, 1945). Se folosesc şi denumirile de densitate hidrografică (D_h), spre a o deosebi de densitatea de drenaj (D_d) (Freitas citat de Christofoletti, 1969), sau densitatea segmentelor de râu (D_r), definind desimea cursurilor de apă pe unitate de suprafaţă în cadrul unui bazin dat (Zăvoianu, 1978).

Pentru calcularea densităţii segmentelor de râu, când se cunoaşte suprafaţa bazinului respectiv, se poate utiliza formula:

$$D_r = \frac{N}{F} = \frac{N_s\left(1 - R_c^s\right)}{F\left(1 - R_c\right)}.$$

Deoarece termenul $\frac{\left(1 - R_c^s\right)}{\left(1 - R_c\right)}$ este singurul care ridică probleme de calcul, valoarea lui se poate determina prin folosirea unui tabel sau a unei abace. Densitatea segmentelor de râu se află în raport direct cu gradul de fragmentare al reliefului deoarece reprezintă numărul de văi pe unitate de suprafaţă.

m. *Lungimea medie a scurgerii de pantă*

Reprezintă distanţa pe care o parcurge apa pe un versant înainte de a se concentra în albii, sau scurgerea în suprafaţă care se desfăşoară pe linia de cea mai mare pantă în funcţie de condiţiile fizico-geografice locale. Lungimea scurgerii de pantă depinde, în primul rând, de gradul de fragmentare al reliefului şi implicit de densitatea de drenaj. Se propune formula Horton:

$$l_0 = \frac{1}{2D_d\sqrt{1 - \left(\frac{S_c}{S_g}\right)^2}}.$$

unde:

l_o = lungimea scurgerii de pantă;
D = densitatea de drenaj;
S_c = panta albiei;
S_g = panta medie a terenurilor.

n. *Panta medie a bazinului (I_m)*

Pentru determinarea pantei medii se foloseşte formula:

$$I_m = \frac{h * \left(\frac{l_0 + l_n}{2} + l_1 + l_2 + \ldots + l_{n-1} + l_n\right)}{F}.$$

unde:

h = diferenţa dintre cotele curbelor de nivel învecinate;
l_1, l_2, l_3 = lungimea curbelor de nivel;
F = suprafaţa bazinului.

Panta medie a bazinului este o caracteristică de care se ţine seama la analiza elementelor scurgerii, ea determinând o anumită viteză de deplasare a apei pe versanţii bazinului, în funcţie de care va creşte sau se va reduce eroziunea, transportul şi sedimentarea particulelor solide de

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

suprafață. Pantele medii cu valori mari oferă condiții favorabile unei scurgeri rapide, de unde și un proces de eroziune și altul de transport ridicat. La valori mici ale pantelor fenomenul este invers.

o. *Graficul circular de repartizare a suprafeței bazinului*

Pentru întocmirea unui astfel de grafic, valorile suprafețelor exprimate în kilometri pătrați, trebuie transformate în grade și se calculează prin formula:

$$F^0 = \frac{f_s * 360^0}{F}.$$

unde:

F^0 = suprafața subbazinului (grade);
F_s = suprafața subbazinului (km^2);
F = suprafața bazinului (km^2).

Graficul elaborat poate da imaginea repartizării suprafeței totale a bazinului, pe afluenți și spații intrabazinale.

p. *Coeficientul de asimetrie a bazinului hidrografic (a)* se referă la repartiția suprafeței bazinului față de axa de drenaj. Se impune cunoașterea suprafețelor de pe stânga (S_{st}) și dreapta (S_{dr}) cursului principal:

$$a = \frac{[2(S_{st} - S_{dr})]}{F}.$$

r. *Coeficientul de acoperire a bazinului hidrografic cu lacuri și mlaștini*

Se definește ca fiind raportul dintre suprafața totală a lacurilor și mlaștinilor și suprafața bazinului:

$$K_a = \frac{\sum f(lacuri - mlastini)}{F} * 100.$$

unde:

$\sum f$ (lacuri) = suprafața totală a lacurilor, mlaștinilor;
F = suprafața bazinului;
K_a = coeficientul de acoperire.

Cu cât suprafața ocupată de lacuri și mlaștini va fi mai mare, cu atât cursul râului va avea un debit mai regulat. Prezența lacurilor și mlaștinilor, într-un bazin hidrografic, influențează scurgerea, contribuind astfel la regularizarea râului.

s. *Graficul de creștere a bazinului odată cu lungimea râului*

La întocmirea acestui grafic este necesar să se dispună de date cu privire la distanța în kilometri, de la vărsarea râului până la confluențele afluenților de pe ambele maluri, de suprafața bazinelor și suprafețele interbazinale de pe ambii versanți. Pe ordonată se reprezintă lungimea râului, iar pe abcisă suprafața treptat cumulată.

Graficul oferă posibilitatea determinării, cu aproximație, a suprafeței bazinului de recepție în orice punct de-a lungul râului.

t. *Graficul de repartizare a suprafețelor bazinului pe zone de altitudine*

Repartiția suprafețelor bazinului, pe diferite zone altitudinale, influențează, în mare măsură, regimul hidrologic al râului.

BCU CLUJ CENTRALA UNIVERSITARA LIBRARY

Pentru repartiția suprafețelor pe trepte de altitudine se folosește un sistem de axe rectangulare, unde pe ordonată se construiește scara altitudinilor, iar pe abcisă scara suprafețelor. Prin reprezentarea valorilor suprafețelor între altitudinile corespunzătoare, se obține un grafic în trepte, haşurat, care reprezintă valoarea suprafeței corespunzătoare dintre două curbe de nivel.

Curba hipsografică se alcătuieşte pe baza valorilor folosite la întocmirea graficului anterior, însă cumulate, reprezentându-se la sfârşitul fiecărui interval. Prin unirea punctelor respective se obține curba hipsografică.

u. *Similitudinea geometrică a bazinului hidrografic*

Coeficientul de formă al bazinului, amintit deja, permite doar o caracterizare bidimensională şi parțială, fără să se ia în considerare relieful său. Similitudinea geometrică completă se obține prin valoarea constantă a raportului de scară (λ) al lungimilor, pentru toate punctele de intersecție cu razele vectoare indicate. Prin urmare, cele două bazine hidrografice trebuie să corespundă condițiilor de omotetie. Acest criteriu devine necesar în cazul în care s-ar pune problema unor experimentări pe model, la o scară mai mică a bazinului hidrografic dat.

v. *Curba hipsografică* etalează cât din suprafața unui bazin hidrografic se află deasupra unei altitudini date. Se calculează altitudinea medie prin planimetrarea suprafețelor parțiale dintre curbele principale. Cu datele obținute se construieşte o histogramă pe care sunt trecute altitudinile, pe ordonată şi suprafețele, pe abcisă.

Studiul curbelor hipsografice este important pentru a preciza unele aspecte legate de evoluția paleogeografică a bazinului. Pot reliefa o serie de trepte morfologice legate de evoluția reliefului şi ajută la determinarea volumului de material erodat în decursul evoluției geomorfologice, dacă se cunoaşte de la ce nivel inițial a pornit evoluția bazinului în cauză.

Curbele hipsografice se pot determina în unități procentuale sau absolute şi permit o mai bună comparare a bazinelor cu mărimi diferite.

x. *Densitatea rețelei hidrografice (descrierea ramificațiilor rețelei hidrografice* ori *densitatea de drenaj)*

Exprimă raportul dintre lungimea rețelei de râuri şi canale şi suprafața bazinului lor. Densitatea rețelei hidrografice este o caracteristică ce oglindeşte gradul de fragmentare a reliefului, dar în acelaşi timp şi un foarte bun indicator al condițiilor de formare a curgerii.

Acest parametru a fost caracterizat ca fiind raportul dintre lungimea sectoarelor de văi (l) dintre confluențele care au loc pe râul principal şi pe afluenții mai importanți şi numărul sectoarelor măsurate (k) (Penck, 1894):

$$h = \frac{l}{k}.$$

O altă interpretare, de data aceasta corectă, afirmă că densitatea rețelei hidrografice, dintr-un bazin dat, reprezintă raportul dintre lungimea rețelei de râuri şi suprafața bazinului respectiv:

$$D = \frac{L}{F}\left[\frac{km}{km^2}\right].$$

unde:

D = densitatea rețelei hidrografice $\left[\frac{km}{km^2}\right]$;

L = lungimea rețelei de râuri de pe suprafața considerată (km);

BCU IASI / CENTRU UNIVERSITARY

F = suprafața considerată (km^2).

Densitatea rețelei hidrografice este rezultatul acțiunilor combinate a mai multor factori:

ΔA = diferența dintre altitudinea maximă și cea minimă a suprafeței (L);

q = debitul specific al apei scurse pe versanți (LT^{-1});

k = factor de eroziune ($L^{-1}*T$);

ρ = densitatea apei scurse de pe versanți (ML^{-3});

μ = vâscozitatea dinamică ($ML^{-1}T^{-1}$);

g = accelerația gravitației (LT^{-2}).

Acești factori pot fi combinați în următoarea relație:

$$D = \frac{1}{\Delta A} * \varphi\left(q * k_s \frac{q * \rho * \Delta A}{\mu}, \frac{q^2}{g * \Delta A}\right).$$

unde:

φ = funcție scalară care pentru o rețea hidrografică dată poate fi studiată pe baza variabilelor și corectată cu formula densității.

Prin densitatea rețelei hidrografice, în general, se înțelege numai rețeaua permanentă, iar pentru densitatea de drenaj și rețeaua temporară.

O nouă formulă a densității de drenaj ține cont atât de cursurile permanente, cât și de cele temporare de cel mai mic ordin (Horton, 1945). Pentru calculul densității de drenaj este obligatoriu să se considere lungimea tuturor formelor negative care, având un talveg elementar, au capacitatea de a orienta și organiza curgerea:

$$D_d = \frac{l_1 R_c^{s-1}\left(\rho^{s-1}\right)}{F\left(\rho - 1\right)}.$$

Sunt și formule care încearcă să simplifice relația Horton (Zăvoianu, 1972), devenind mai operative:

$$D_d = \frac{L}{F} = \frac{L_s\left(1 - R_L^S\right)}{F\left(1 - R_L\right)}.$$

Izoliniile care au aceeași valoare de densitate poartă denumirea de izodense. Ele ilustrează dezvoltarea rețelei hidrografice pe regiuni naturale cu condiții diferite.

Pentru teritoriul României au fost calculate densitățile pe bazine de ordinul III și IV, după sistemul Neuman și metoda izodenselor. Valorile obținute oscilează între 0,5-0,10 km/km^2 în Bărăgan, 1,2 km/km^2 în Munții Făgăraș și Munții Apuseni etc. (Buta, 1983).

z. *Indicele de împădurire*

Învelișul vegetal din cadrul bazinului trebuie să fie cunoscut atât ca valoare globală, cât și ca mod de repartizare. Pe baza hărților de specialitate, mai ales a celor topografice, se pot calcula indicii suprafețelor împădurite, procentul suprafețelor cultivate agricol, al pășunilor naturale etc.

Pentru bazinele hidrografice de munte, indicele (sau coeficientul) de împădurire reprezintă un interes economic deosebit și se exprimă prin raportul:

$$Coef.de.impadurire = \frac{Supraf.impadurita}{Supraf.baz.hidro.}.$$

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

y. *Orientarea bazinelor hidrografice*

Orientarea poate influenţa topirea zăpezilor, de unde şi apariţia apelor mari în reţea. Două bazine hidrografice situate în zonele de munte sau deal, orientate diferit, vor avea, în condiţii climatice identice, regimuri ale apelor mari (de primăvară) diferite. Pentru un bazin alungit pe direcţia N-S, versanţii vor fi expuşi razelor solare în mod alternativ şi nu în mod continuu ca pentru bazinele direcţionate pe aliniamentul E-V.

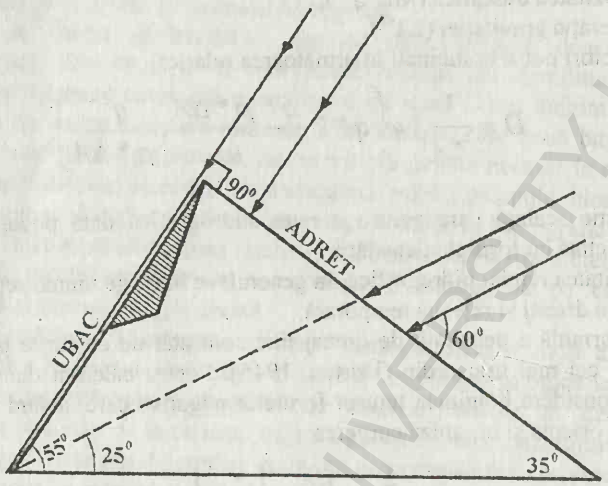


Fig.94 Relaţia dintre înclinarea razelor solare şi topografie

Pe sectoarele cu altitudini mai mari devine necesar să se cunoască şi direcţia vânturilor dominante prin stabilirea graficului de direcţie şi frecvenţă.

11.Regimul hidrologic al râurilor

Hidrografia zonelor climatice este rezultatul îmbinării factorilor genetici ai scurgerii lichide (temperatura, precipitaţiile, evapotranspiraţia), a raportului dintre aceştia şi condiţiile geologice (tectonica, litologia, evoluţia paleogeografică), precum şi configuraţia reliefului (munţi, podişuri, câmpii). Cea mai ridicată densitate a reţelei hidrologice se dezvoltă în zonele ecuatoriale şi tropicale umede; media se dezvoltă în zonele temperate cu influenţă oceanică şi musonică, dar şi zona subpolară; cele mai mici valori sunt în zonele aride, reci şi calde (Gâştescu, 1998).

Temperatura cunoaşte o foarte bună zonalitate şi etajare. Scăderea temperaturii medii anuale de la ecuator la poli nu cunoaşte acelaşi gradient termic deoarece izoterma medie de 0^0C urmăreşte paralela de 69^0 în emisfera sudică şi pe cea de $40\text{-}55^0$ în cea nordică. Mersul izotermelor medii anuale demonstrează clar diferenţierea temperaturilor pe care le deţin continentele şi oceanele.

Amplitudinea temperaturilor medii anuale este de 5^0C în zona intertropicală, cca.15-60^0C în emisfera sudică şi $40\text{-}50^0$C în cea nordică.

Faţadele occidentale ale continentelor primesc continuu aer umezit, în timp ce sectoarele centrale ale uscaturilor sunt seci. În regiunile foarte înalte, la latitudini mari, temperaturile coborâte fac ca precipitaţiile sub formă solidă, chiar dacă sunt reduse, să permită păstrarea stratului de zăpadă de la un an la altul. La latitudini mijlocii cu altitudini mici, cea mai mare

BCU BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

pondere o au precipitațiile lichide. Evaporația este foarte ridicată în zona caldă. Precipitațiile din sectoarele nisipoase ale zonei calde pot atinge și valori de 50 mm.

Precipitațiile prezintă contraste foarte mari de la o zonă climatică la alta. Cele mai importante cantități de precipitații cad în zona ecuatorială și sectorul sud-estic al Asiei: de la 1.500-2.000 mm până la 8.000-12.000 mm. În regiunile polare precipitațiile scad la valori <100 mm.

Noțiunea de regim hidrologic respectă realitatea spațiu-timp hidrologic. Regimul hidrologic este răspunsul temporal al bazinului versant la regimul climatic. În acest caz trebuie studiate: diferitele tipuri de debite; diferitele tipuri de scurgere în același loc, repartiția lor și evoluția în timp; diferitele tipuri de regimuri, repartiția și evoluția în spațiu etc.

În analiza regimului hidrologic trebuie să se țină seama de tipul scurgerii și variabilitatea debitelor. Modul de variație a debitului într-un an, și de la un an la altul, constituie o ultimă caracteristică a fiecărui regim.

Regularitatea se poate exprima prin curbele debitelor lunare, potrivit frecvențelor specifice.

B.U. „EMINESCU" IAȘI GEOGRAFIE

În raport cu poziția latitudinală și cu condițiile locale se deosebesc 6 tipuri de regimuri pluviometrice (Viers, 1968):

a. *Regimul ecuatorial* prezintă ploi convective constante cu valori de peste 1.500-2.000 mm. Se remarcă două maxime, la interval de 6 luni, generate de trecerea Soarelui la zenit.

b. *Regimul tropical occidental* cu secete mari iarna și ploi vara în timpul musonilor sau când se manifestă ploile instabile ale zonei convergenței intertropicale.

c. *Regimul tropical oriental* prezintă alternanțe ale vânturilor și ploilor aduse de ciclonii tropicali, mai ales în timpul toamnei.

d. *Regimul mediteranean* cu ploi de front polar pe timp de iarnă și secete vara.

e. *Regimul temperat-continental* cu precipitații frontale, relativ rare iarna, precipitații bogate vara, amplificate de convecția termică în condițiile unei instabilități ale aerului.

f. *Regimul temperat-oceanic* cu manifestare pe sectoarele occidentale ale continentelor, cu ploi de front polar și precipitații mai slabe vara.

Factorii orografici și morfologici au repercusiuni asupra factorilor climatici.

Altitudinea determină modificarea precipitațiilor de la cele lichide la cele solide. Limita zăpezilor permanente se schimbă de la ecuator la poli: 5.000m la ecuator, 3.000m lat. de 45^0 și 0m la cei doi poli. Precipitațiile cresc odată cu altitudinea, până la o anumită limită, după care încep să scadă. La latitudinea României precipitațiile cresc cu 50-100 mm/100m altitudine.

Masivitatea și orientarea reliefului pot determina o creștere a precipitațiilor pe versantul expus și o scădere a acestora pe versantul opus. Pe versanții vestici ai Carpaților, precipitațiile sunt mai mari decât pe cei estici.

Factorii litologici influențează scurgerea prin coeficientul de infiltrare și alimentare a apelor subterane. La pante mici cu infiltrare ridicată, scurgerea de suprafață este redusă.

Factorii biogeografici se impun prin gradul de acoperire cu vegetație. Suprafețele acoperite cu vegetație prezintă o scurgere uniformă și constantă.

11.a.Hidrologia sistemelor fluviale din zona intertropicală

Se desfășoară între 30^0 lat.N și S. Temperaturile sunt tot timpul anului ridicate și precipitațiile variază în limite foarte largi. Se disting mai multe regiuni hidrografice: ecuatorială, tropicală și aridă.

Precipitațiile au valori ridicate, uneori de >3000 mm. Poziția catenelor muntoase este foarte importantă pentru distribuția spațială a precipitațiilor. Cantitatea cea mai mare de

precipitații caracterizează Africa și America de Sud în sectoarele ecuatoriale, Filipine, Indonezia și Antilele Mici. Sectoarele sud-estice și nord-estice ale continentelor primesc o cantitate mare de precipitații ca urmare a alizeelor. Sud-estul Asiei primește cea mai mare cantitate de apă datorită existenței musonului de vară care bate dinspre ocean spre uscat (8.000-12.000 mm sau 300 zile cu ploaie pe an). În unele locuri contrastele sunt foarte mari: pe versantul oriental al Anzilor, la 23^0 lat.S și Câmpia Chaco, acoperite cu păduri, primesc precipitații până la cca.2.000-2.500m altitudine; peste această valoare precipitații scad brusc. În Hawaii există un maxim pluviometric de 8.000 mm la altitudinea de 1.000m, după care gradientul pluviometric scade treptat până la 3.000m unde valoarea este de 500 mm.

Alimentarea râurilor se realizează din ploi și pe cale subterană; pe areale foarte mici apar și surse glaciare (Africa, America de Sud). Se deosebesc:- o regiune ecuatorială și două tropicale.

11.a.1.Regiunea ecuatorială cuprinde marile bazine hidrografice din interiorul continentelor: Amazon, Zair (Congo).

Rețeaua hidrografică este foarte deasă și în regiunile cu altitudine scăzută se favorizează înmlăștinirea. Afluenții prezintă albii largi și mulți dintre ei, prin lungime și debit, sunt adevărate fluvii. Drenează suprafețe foarte extinse, de câteva milioane de kilometri pătrați.

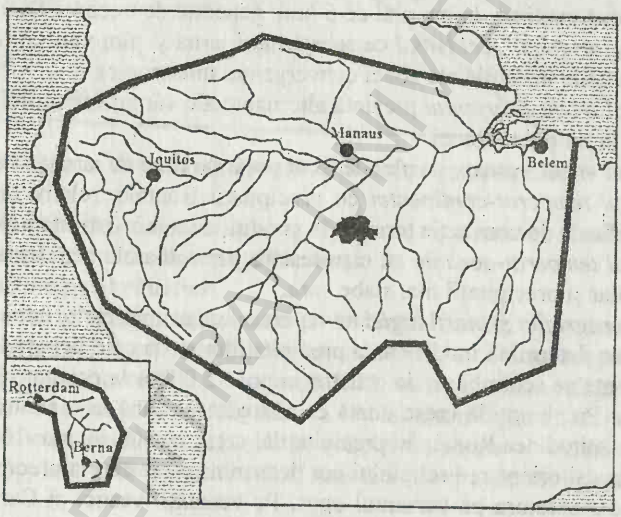


Fig.95 Comparație la scară între bazinul hidrografic al Amazonului și cel al Rhinului

Amazonul își colectează afluenții de pe o suprafață de 6.150.000 km^2 (7.180.000 km^2). Lungimea bazinului, pe direcția est-vest, este de 6.000 km. Izvoarele se găsesc în Anzii Peruvieni, masivul Sf.Ana (4.300m), în Lacul Copilului unde își au obârșia Ucayali și afluentul acestuia Apurimaç (la cca.150 km de Oceanul Pacific). Izvorul Amazonului, prin Ucayali și afluentul Apurimaç, a fost stabilit în anul 1941 de Bertram Floronoy. Gurile acestui fluviu au fost stabilite de Vicente Janéz Pinzon în anul 1500, fiind denumite de acesta "Mar Dolce" ("Marea Dulce"). Sectorul superior al Amazonului este cunoscut sub denumirea de Rio Maranon. La ieșirea din munți intră în Câmpia Amazon pe care o drenează până la gura de vărsare. Pentru prima oară a fost străbătut de conchistadorul Francesco de Orelana în 1547. Numele de

Amassona, dat de băştinaşi, semnifică "distrugătorul de bărci". Amazonul propriu-zis se formează la confluenţa celor doi mari afluenţi Ucayali şi Marañon, care confluează la Nauta, în amonte de localitatea Iquitos; până la unirea cu apele fluviului Rio Negro (la Manaus) poartă denumirea de Solimões.

Primul afluent important de pe dreapta este Ucayali. Amazonul cu Ucayali adună apele a 1.100 afluenţi importanţi (unii dintre ei au peste 2.000 km lungime). Organismele respective, luate separat, alcătuiesc cele mai importante cursuri din lume şi pot rivaliza cu fluviile cele mai mari: Zair, Chang Jiang, Obi etc. Pe dreapta mai primeşte alţi afluenţi de mari dimensiuni: Jurua (1.600 km), Purus (1.980 km), Madeira (împreună cu afluentul Mamore 3.220 km), Tapajos (1.780 km), Xingu (1.980 km) etc. De pe stânga colectează apele altor afluenţi: Iapura, Rio Negro (2.260 km) care împreună cu Rio Brancos deversează în Amazon un debit echivalent cu Zairul, cu toate că bazinul lor hidrografic este de cca.4 ori mai mic (Guilcher, 1979).

Amazonul este cunoscut şi sub denumirea de "colosul de ape" deoarece el îşi măreşte albia de la 1 km la confluenţa cu Rio Napo, până la 25 km după confluenţa cu Madeira. Se varsă în Oceanul Atlantic printr-o gură de tip deltă estuariană cu o lăţime de 200 km şi o lungime de 350 km.

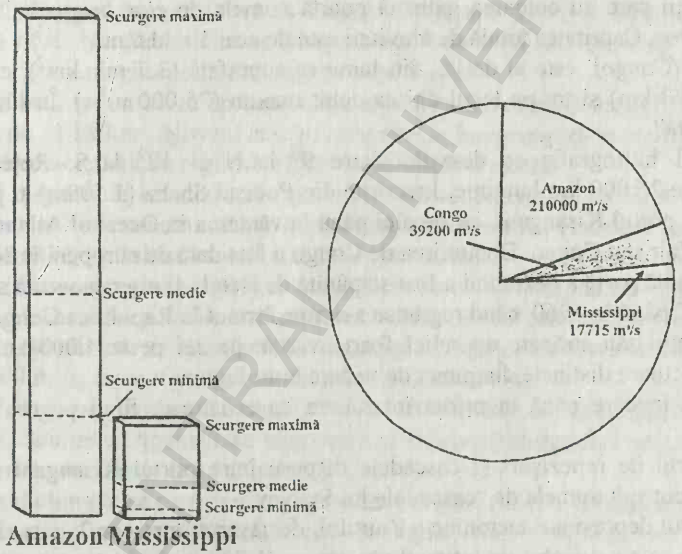


Fig.96 Comparaţie între scurgerea lichidă a Amazonului (la Obidos) şi a fluviului Mississippi (la Vicksburg) (stânga) şi procentele pe care le deţin acestea, în privinţa debitului, faţă de toate celelate fluvii (dreapta)

La gura de vărsare se manifestă fenomenul cunoscut sub numele de "pororoca"; el se desfăşoară în timpul fluxului mareic şi determină ridicarea apelor spre amonte până la o distanţă de cca.1.000 km.

Regimul hidrologic este influenţat de climatul zonei. Bazinul hidrografic se desfăşoară de o parte şi de alta a ecuatorului în proporţii aproape egale. Predomină un climat cald şi umed, cu temperaturi medii ce nu scad $<20^0$C şi precipitaţii de cca.2.300 mm. Suferă influenţele climatului ecuatorial şi subecuatorial din cele două emisfere. Debitul rămâne relativ constant tot

timpul anului deoarece când plouă în emisfera nordică nu cad precipitații în cea sudică 6 luni pe an și invers. Cu toate acestea, ca urmare a numărului mai mare de afluenți pe care-i primește de pe dreapta, în august-septembrie, când râurile din emisfera sudică au mai puțină apă, se pot înregistra ape mai mici pe Amazon. În situații excepționale se pot suprapune apele mari din cele două emisfere și inundațiile pot fi catastrofale.

După confluența cu Madeira și Xingu, totalizează un debit mediu de 180.000 m^3/s și un modul specific de 30-32 $l/s/km^2$ (Institutul Hidrologic S.U.A., 1994). Nivelul maxim se înregistrează în mai, când apele cresc cu 15-20m și provoacă un debit de până la 292.000 m^3/s (310.000 m^3/s). Apele cele mai mici se înregistrează în noiembrie și dau un debit de 80.000 m^3/s (70.000 m^3/s). Regimul hidrologic este de tip ecuatorial, cu ape maxime o singură dată pe an (din martie până în august). Maxima este dată de afluenții cu debite variabile specifice climatului subecuatorial și tropical. Pe Madeira se înregistrează un nivel maxim în luna martie (35.000-40.000 m^3/s) și un altul în septembrie (15.000 m^3/s) deoarece se află sub influența climatului tropical sudic. Rio Negro se află sub influența climatului tropical nordic, când ploile cad în luna iulie și debitul minim se produce în decembrie (45.000 m^3/s). Ca urmare a scurgerii foarte ridicate, Amazonul deține cca.17-19% din scurgerea medie a râurilor Terrei.

Afluenții care au culoarea galbenă poartă numele de *rios brancos*, iar cei de culoare neagră *rios negros*. Cantitatea totală de aluviuni este de cca. 1 mld.t/an.

Zairul (Congo), este al doilea din lume ca suprafață (3,7 mln.km^2), ca lungime ocupă locul nouă (4.370 km) și tot pe locul doi ca debit maxim (75.000 m^3/s). În limba locală "*zair*" semnifică "coastă".

Bazinul hidrografic se dezvoltă între 9^0 lat.N și 12^0 lat.S. Rețeaua hidrografică navigabilă atinge 25.000 km lungime. Izvorăște din Podișul Shaba (1.500m) și poartă numele de Lualaba până la portul Kisangani, iar de aici până la vărsarea în Oceanul Atlantic, este cunoscut sub numele de Zair sau Congo. Denumirea de Congo a fost dată de europeni în secolul al XV-lea. Cea mai importantă parte a bazinului a fost stăpânită de Belgia și era cunoscută sub denumirea de "Congo belgian" până în 1960, când regiunea s-a transformat în Republica Congo (Zair).

În drumul său străbate un relief foarte variat; pe cei peste 4.000 km cursul Zairului prezintă cinci sectoare distincte din punct de vedere hidrologic:

- de la izvoare până la prima întretăiere cu ecuatorul, fiind pe cea mai mare parte navigabil;

- sectorul de repezișuri și cascadele dispuse între portul Kisangani și confluența cu Aruwimi, cunoscut sub numele de "cascadele lui Stanley";

- sectorul depresiunii tectonice a Zairului, desfășurat între confluența râului Aruwimi și orașul Kinshasa; este navigabil pe întregul său traseu (1.700 km), densitatea rețelei hidrografice este foarte mare ("piața de adunare a apelor"), viteza de curgere este redusă și lățimea albiei atinge 40 km;

- sectorul Munților de Cristal, pe o distanță de 280 km; apele străbat 32 de cascade cunoscute sub numele de "Cataractele lui Livingstone";

- sectorul câmpiei litorale, navigabil până la gura de vărsare, care se prezintă sub forma unui vast estuar de 90 km lungime; albia propriu-zisă a fluviului se extinde cu încă 800 km în largul Oceanului Atlantic, până la adâncimi de 1.300m.

Cei mai importanți afluenți de pe dreapta sunt Oubangui și Sanga, iar pe stânga Kasai împreună cu sistemul său (Lukenie, Sankuru, Kwibu, Wamba, Kwango).

Regimul hidrologic se află sub influența climatului ecuatorial și subecuatorial. Temperatura medie din cadrul bazinului situat în climatul ecuatorial este situată între 23-25^{0}C și precipitațiile se încadrează între 1.500-2.000 mm.

Lualaba prezintă un regim hidrologic pluvial de nuanță tropical australă. Nivelul maxim se înregistrează în februarie-martie, cu debite de 190-200 m^3/s. Cele mai mici niveluri se produc în noiembrie-decembrie, cu debite de 70-80 m^3/s. Spre aval, regimul hidrologic devine din ce în ce mai complex fiind influențat de climatul ecuatorial. De la Kisangani (Stanleyville) și până la vărsare își schimbă numele în Zair (Congo).

Debitul mediu al Zairului este în jur de 41.300 m^3/s sau 44.900 m^3/s (minim 20.000 m^3/s sau 29.000 m^3/s și maxim de 75.000 m^3/s sau 60.000 m^3/s). Apele cu nivel maxim principal se înregistrează în decembrie și cele cu nivel maxim secundar în mai. Nivelul minim principal se manifestă în august-septembrie, iar cel minim secundar în martie. Apele dulci ale fluviului se pot prelungi până la 75 km depărtare de țărmul Oceanului Atlantic. Debitul solid al Zairului este mic, comparativ cu debitul său lichid, el fiind doar de 50 mln.t/an.

În sectorul aval, Zairul primește și cei mai importanți afluenți: Oubangui, Sanga (dreapta) și Kasai (stânga).

Râul Oubangui, la confluența cu Zairul, deține ape cu nivel maxim în octombrie, cu debit de 5.000 m^3/s. Nivelul minim se înregistrează în martie, cu debit de 1.200-1.500 m^3/s. Prezintă caracteristicile regimului hidrologic tropical boreal.

Râul Kasai, cu un bazin aproape circular, deține un debit de cca.10.000 m^3/s, adică un modul specific de 11 l/s/km^2. Nivelul maxim al apelor se înregistrează în martie, iar cel minim în august. Prezintă caracteristicile regimului hidrologic tropical austral.

Zairul dispune de cel mai mare potențial hidroenergetic de pe Glob (1/5 din resursele mondiale), în bazinul său construindu-se numeroase hidrocentrale: Francqui (68 MW) pe Lufira, Le Marinel (248 MW) și Delcommune (108 MW) pe Lualaba.

Ogooué are un regim hidrologic asemănător cu al Zairului, de tip ecuatorial african. Se află pe teritoriul Gabonului și evoluează printr-un regim de scurgere cu ape maxime în mai-iunie și octombrie; apele minime se manifestă în august și februarie. La nivel maxim principal deține un debit de 8.500 m^3/s, iar la nivel minim un debit de 2.000 m^3/s.

11.a.2.Regiunea tropicală include organismele fluviale cu regim hidrologic simplu și cu regim complex. Scurgerea apelor este temporară și rețeaua hidrografică secundară este redusă. Debitele sunt foarte variate de la un anotimp la altul.

Regimul climatic se caracterizează prin temperaturi ridicate tot timpul anului, cu creșteri accentuate în timpul zilei, iar precipitațiile cad, de regulă, în anotimpul ploios. Precipitațiile cad, de obicei, în anotimpuri diferite pentru cele două emisfere. Alimentarea este predominant pluvială, cu excepția organismelor hidrografice complexe care dispun și de alimentare din ghețari sau zăpezi: Brahmaputra, Indus, Gange etc.

11.a.2.1.Organismele hidrografice din regiunea tropicală boreală (Africa și Asia de S și SE)

- *Organismele fluviale din Africa tropicală boreală* prezintă o perioadă lungă de secetă. Debitele maxime, pentru organismele simple, sunt ridicate vara, mai ales în august-septembrie: Senegal, Benoue, Logone, Mono, Gambia etc. Dintre organismele hidrologice cu regim complex se remarcă: Nil și Niger.

Senegal este situat în regiunea tropicală și izvorăște din Munții Fouta Djallon. După ce străbate un sector de câmpie, pe o lungime de 1.430 km, se varsă în Oceanul Atlantic. Are un

bazin hidrografic cu o suprafață de 440.000 km^2 și este drenat de mulți afluenți cu scurgere temporară.

Regimul hidrologic este tipic tropical, cu două sezoane pluviometrice. Sezonul ploios se manifestă în iulie-noiembrie, când fluviul atinge 4.000 m^3/s. Seceta se face simțită din decembrie până în mai, perioadă în care Senegalul seacă aproape în totalitate pe cursurile superior și mijlociu.

Într-o situație asemănătoare se află și râul Mono din Togo, care timp de 5 luni seacă complet.

Nigerul este al treilea fluviu ca dimensiune de pe continentul African, izvorăște din Munții Fouta Djalon și se varsă în Golful Guineei prin intermediul unei vaste delte. Are o lungime de 4.160 km și drenează un bazin hidrografic de 2,1 mln.km^2.

Deține un regim hidrologic complex. Debitul se modifică rapid din amonte spre aval, depinzând de sursele de alimentare și durata acestora. Pe cursul superior, unde precipitațiile sunt de 1.500-2.000 mm, regimul hidrologic este tipic tropical. La Kulikoro deține un debit maxim în septembrie, cu 1.550 m^3/s și un debit minim în aprilie, cu 50-100 m^3/s. Pe cursul mijlociu se face simțită influența climatului arid saharian. Precipitațiile sunt de 400-500 mm și cad, în cea mai mare parte, în decembrie. Spre cursul inferior capătă un caracter permanent. Precipitațiile cresc de la 1.000 la 3.000 mm. La Baro, înainte de a primi apele râului Benoue (1.400 km lungime, 3.400 m^3/s) prezintă un debit mediu de 2.500 m^3/s; după confluența cu Benoue debitul crește la 7.000 m^3/s. În apropierea deltei, regimul hidrologic deține ape mari în septembrie, cu 25.000 m^3/s (30.000 m^3/s) și ape ponderate în mai, cu 2.000 m^3/s. Debitul solid este apreciat la cca.67 mln.t/an.

Delta Nigerului deține o suprafață de 24.000 km^2 și este de tip rotunjit, fiind cea mai mare de acest gen din Africa și a 13-a în lume. La Kandji, pe cursul inferior, s-a construit o hidrocentrală cu o putere de 310 MW.

Nilul este cel mai lung fluviu al Globului cu 6.690 km și își are izvoarele în Munții Virunga (Mfumbiio). Se varsă în Marea Mediterană printr-o deltă cu o suprafață de 12.500 km^2 (22.000 km^2), după ce a străbătut șesul Sudanului și deșertul Nubiei.

Curge pe direcția sud-nord, în sensul meridianului de 31^0 long.E, traversând mai multe regiuni cuprinse între 30^0 lat.S și 31^0 lat.N.

Din toate timpurile, egiptenii l-au considerat "zeul umidității". Herodot a afirmat că "Egiptul este un dar al Nilului". Pe întregul său parcurs Nilul poartă mai multe denumiri. Râul Kagera, cel mai important afluent al lacului Victoria, este considerat ca fiind izvorul Nilului. Germanul Burkhard Waldeker, în 1938, descoperă un alt afluent al lacului Victoria, mai lung, pe care-l consideră cel mai sudic izvor al Nilului; în acest caz Nilul deține două izvoare prin intermediul râurilor Kisumu și Kagera. Din Lacul Victoria se naște un emisar care deversează în lacul Kioga unde poartă numele de Nil-Victoria. După ce iese din lacul Kioga se dirijează în lacul Mobutu Sésé Seko (actualmente Albert) și poartă denumirea de Nilul Somerset (se află cascada Murchison cu o cădere de 40m). Din lacul Mobutu intră în șesul Sudanului.

Regimul hidrologic din sectorul superior este de tip ecuatorial, cu două niveluri maxime inegale ca mărime, în aprilie și noiembrie și două niveluri minime inegale, în ianuarie și iulie.

Pe cursul mijlociu, până la confluența cu Sobat, Nilul este cunoscut sub denumirea de Bahr el Jebel ("Fluviul Muntelui") și străbate pragurile "Fola". Bazinul hidrografic dă naștere unui mare "nod hidrografic" ("piață de adunare a apelor") unde primește ca afluenți pe: Bahr el Ghazal ("Fluviul Gazelelor"), Bahr el Zaraf ("Fluviul Girafelor) și Sobat.

Regimul hidrologic este de tip subecuatorial, cu ape mari din mai până în noiembrie şi ape uşor scăzute din decembrie până în aprilie. Debitul maxim din decembrie este de 1.150 m^3/s, iar cel minim din martie de 630 m^3/s.

De la confluenţa cu Sobar, Nilul este cunoscut sub numele de Bahr el Abiad ("Nilul Alb") până la confluenţa cu Bahr el Azrak ("Nilul Albastru") de la care, spre aval, poartă numele de Nil. Ultimul afluent mai important este Atbara. Regimul hidrologic este tropical, cu ape maxime în septembrie şi minime în aprilie. Debitul Nilului Alb, ca urmare a evaporaţiei intense şi a scurgerii lente, înregistrează creşteri foarte slabe. La Malakal scurgerea maximă se manifestă în octombrie, cu 1.380 m^3/s, iar scurgerea minimă în aprilie, cu 500 m^3/s.

După ce Nilul primeşte Atbara şi Nilul Albastru, debitul de apă creşte substanţial. Nilul Albastru la Khartoum deţin ape mari în septembrie, cu 7.175 m^3/s, iar în aprilie scade de 12,5 ori, la 570 m^3/s. După confluenţa cu Atbara deţine ape mari în septembrie, cu 8.970 m^3/s şi mici în aprilie, cu 570 m^3/s.

Pe cursul inferior Nilul nu mai deţine nici un afluent important deoarece străbate cea mai aridă regiune a lumii. În acest sector bazinul hidrografic deţine cel mai scăzut modul specific (0,9 $l/s/km^2$) şi debitul mediu oscilează între 2.500-2.800 m^3/s.

Regimul hidrologic este tropical, cu nuanţă excesivă: 8.000 m^3/s în septembrie şi 500 m^3/s în aprilie. Panta Nilului între Khartoum şi Assouan este foarte accentuată şi albia prezintă 6 cataracte care îngreunează navigaţia. La Assouan, de unde Nilul nu mai beneficiază de afluenţi, debitul mediu este de 2.600 m^3/s, cel minim de 500 m^3/s, iar cel maxim de 15.000 m^3/s. Volumul de apă scurs anual a variat de la 45 km^3 în 1913 la 112 km^3 în 1916; valoarea medie pentru 40 ani este de 84 km^3 (Gâştescu, 1998).

Practic, delta Nilului începe de la prima bifurcaţie, din dreptul oraşului Cairo, unde cursul principal se desprinde în două braţe: Damietta la est şi Rosetta la vest. Regiunea deltaică a fost intens transformată şi aproape întregul teritoriu este utilizat în agricultură.

În 1962 s-au finalizat barajul şi hidrocentrala de la Senner pe Nilul Albastru, iar în 1966 barajul şi hidrocentrala de la Khashm El Guirba pe Atbara. În 1970 s-a încheiat construcţia barajului şi hidrocentralei de la Assouan. Barajul are o înălţime de 11m şi lungime de 3.600m; lacul de acumulare, cunoscut sub numele de Nasser, situat în spatele său, are o suprafaţă de 4.000 km^2 şi se întinde pe cca.500 km. Apele lacului de acumulare sunt folosite la irigarea unei suprafeţe de 350.000 ha. Hidrocentrala are o putere instalată de 2.100 MW (identică cu cea de la Porţile de Fier I) şi a fost dată în folosinţă în 1970.

Ca urmare a construcţiilor cu caracter hidrotehnic ridicate pe Nil sau afluenţi, după anul 1970 cantitatea de aluviuni a scăzut considerabil deoarece acestea sunt reţinute în spatele barajelor. Dacă la fiecare revărsare Nilul depunea aluviunile în larga-i albie minoră, astăzi fenomenul nu se mai repetă şi solul este din ce în ce mai sărăcit. Egiptului nu i se mai potriveşte zicala "dar al Nilului".

- *Râurile din sudul şi sud-estul Asiei* prezintă bazine hidrografice de mari dimensiuni, extinse în spaţiul mai multor unităţi de relief. Alimentarea este influenţată de ploile musonice şi taifunuri. În cursul superior alimentarea se face din topirea gheţarilor sau zăpezilor. Regimul hidrologic al râurilor tropicale prezintă un nivel maxim în sezonul vară-toamnă (august, septembrie, octombrie), iar nivelul minim primăvara (martie).

Fluviul Roşu (Song Hong Ha) îşi are izvoarele în Podişul Yunnan. Lungimea totală este de 830 km şi se varsă în Golful Tonkin prin intermediul unei delte care deţine o suprafaţă de 13.000 km^2 (15.000 km^2).

Cel mai important afluent este Fluviul Negru şi curge paralel cu Fluviul Roşu. Bazinul hidrografic are o suprafaţă de 100.000 km^2 şi este dezvoltat uniform. Debitul specific este oscilant şi prezintă un modul specific de 8-12 l/s/km^2 în decembrie-aprilie şi un altul de 115 l/s/km^2 în august.

În perioada ploilor musonice de vară (iunie, iulie, august) debitul creşte vertiginos în sectorul de deltă la 11.500 m^3/s; precipitaţiile de iarnă sunt foarte reduse şi Fluviul Roşu înregistrează un debit de 800 m^3/s (Pardé, 1969).

Menam (Mae Nam Pung) izvorăşte din Munţii Kuntan. Străbate o întinsă zonă de câmpie şi se varsă în Golful Thailandei prin intermediul a trei braţe principale şi o multitudine de alte artere secundare. Se desfăşoară pe direcţia meridianului de 100^0 long.E şi are o lungime de 800 km.

Majoritatea afluenţilor provin de pe partea stângă din podişurile Laos şi Kort; bazinul hidrografic însumează o suprafaţă de 150.000 km^2.

Regimul hidrologic este de tip tropical, asemănător, într-o oarecare măsură, cu cel al Fluviului Roşu, numai că de data aceasta se manifestă cu un decalaj de 2 luni. Nivelul maxim al apelor se manifestă în octombrie şi este de 4m, iar cel minim în mai şi este de 40-50 cm (Guilcher, 1979).

Chang Jiang (Iangtz – Fluviul Albastru) îşi are izvoarele într-un circ cu gheţari şi zăpezi din Munţii Kuku Shili, la 4.700m altitudine. Spre sud-est traversează mai multe lanţuri muntoase (Tangha, Xizang) până în dreptul localităţii Lijiang, unde face un cot pe direcţia Mării Chinei Orientale. Are o lungime de 5.530 km şi un bazin hidrografic cu suprafaţa de 1.726.000 km^2.

Cursul superior prezintă o vale îngustă, cu adâncimi de 1.000-2.000m, presărată cu numeroase cataracte, repezişuri, defilee sau canioane întrerupte de bazinete largi.

Sistemul muntos Sino-Tibetan şi Yunnan este străbătut în cursul mijlociu, fiind cunoscut sub numele de "Trei Defilee": Chutang, Wu şi Silling cu o lungime totală de 200 km. În acest sector fluviul traversează Bazinul Roşu (gresii roşii) şi de la Chongoing până la Yichang curge printr-o vale adâncă de 1.000m cu aspect de chei. În acest sector fluviul are o putere energetică impresionantă, fapt pentru care China construieşte cea mai mare hidrocentrală de pe Terra, cu o putere instalată de cca.17.000-18.000 MW.

Cursul inferior cuprinde sectorul dintre Yichang până la gura de vărsare (Marea Chinei Orientale). Lunca (dintre Munţii Huaiyang şi Munţii Chinei de Sud) este extrem de largă, cu lacuri de mari dimensiuni pe dreapta (Dongting, Poyang, Tai) care reprezintă supape de siguranţă în timpul revărsărilor (lacuri de deversare sau de preaplin). În amonte de Nankin fluviul intră în Marea Câmpie Chineză unde prezintă un traseu foarte sinuos. La vărsare formează o deltă cu suprafaţa de 66.600 km^2 (locul 4 pe Glob).

Regimul hidrologic prezintă o nuanţă tropicală, fiind influenţat de musoni şi taifunuri. Vara, în sezonul ploios, fluviul prezintă un debit de 32.000 m^3/s. Debitul specific are valori de 15,8 l/s/km^2 (Yichang) şi 17,6 l/s/km^2 (Nankin). La Yichang debitul mediu maxim se înregistrează în iunie, cu 24.000 m^3/s, iar debitul minim se produce în februarie, cu 3.000 m^3/s. La Wuhan apele cele mai mari sunt în august, cu 28.000 m^3/s şi cele mai scăzute în ianuarie, cu 4.600 m^3/s.

În perioada ploilor musonice se suprapun, uneori, şi ploi rezultate din manifestarea taifunurilor. În acest caz debitele sunt foarte mari şi inundaţiile frecvente. În 1931 şi 1935, la Wuhan, în urma unor ploi ciclonice, s-au înregistrat debite de 75.000-80.000 m^3/s, inundând o suprafaţă de 317.000 km^2.

BCU "Stefan cel Mare" CLUJ-NAPOCA LIBRARY

Indusul (Sindh) izvorăşte din Munţii Gangri (Kailas) din Himalaia, la o altitudine de 4.700m. Are o lungime de 3.180 km şi un bazin hidrografic cu 834.000 km^2.

Este un fluviu de tip himalaian, cu regim hidrologic tropical, unde ploile musonice şi rezervele de zăpadă care se topesc în acelaşi sezon asigură o scurgere bogată.

În cursul superior curge pe direcţia est-vest printr-o vale adâncă care dispune de o serie de defilee cunoscute sub numele de "Porţile himalaiene". În nodul orografic format de vf.Nanga Parbat (8.126m) Indusul îşi adânceşte puternic albia şi face un cot spre sud-vest până la vărsare. Alimentarea este predominant nivo-glaciară cu ape mari vara (iulie-august).

În cursul mijlociu albia se lărgeşte, are caracter transversal şi drenează, împreună cu afluentul Jhelum, bazinul Kaşmirului. Cei mai importanţi afluenţi provin din munţii Hindukuşi şi Munţii Mahaban.

În cursul inferior străbate Câmpia Punjab (Panjab) ("Ţara celor cinci râuri") şi Câmpia Indusului. În Câmpia Punjab primeşte ca afluent Sutlejul. De la Sukkur în aval se ramifică într-o serie de braţe care dau naştere unei delte cu suprafaţa de 29.500 km^2 (locul 7 pe Glob) (Romanescu, 1995).

În cursul superior şi mijlociu deţine un debit de apă ridicat şi prezintă o scurgere medie specifică între 9-11 l/s/km^2. Sistemul de afluenţi deţine un debit specific situat între 27-41 l/s/km^2. În bazinul Punjab, Indusul prezintă un debit de 6.400 m^3/s. În câmpiile din sud, ca urmare a climatului arid, pierde o parte din debit.

Pe afluentul Jhelum apele maxime se produc în iunie, cu 1.900 m^3/s, deoarece se topesc zăpezile şi cad ploile de primăvară. Debitele minime se produc în decembrie şi sunt de 100 m^3/s. Acest afluent şi tot sistemul hidrografic din cursul superior, aparţin regimului tropical cu alimentare nivo-glaciară. În restul bazinului, mai ales pe Sutlej, nivelul maxim se produce în iulie-august, cu debit pe Sutlej de 1.600 m^3/s. Debitele minime se produc în ianuarie-februarie si au valori de 80-100 m^3/s. În cursul superior prezintă alimentare nivo-glaciară, iar în celelalte două un regim tropical-musonic cu alimentare din ploi.

Gange şi Brahmaputra izvorăsc din Munţii Himalaia şi se varsă în Golful Bengal printr-o deltă cu suprafaţa de 105.600 km^2 (locul 2 pe Glob) (Romanescu, 1995).

Gange (Ganga) izvorăşte dintr-o peşteră situată în nord-vestul Munţilor Himalaia, la 4.200m altitudine. Valea superioară este cunoscută sub numele de Bhaghirata şi prezintă caracter torenţial până la intrarea în Câmpia Gangelui. În cursul mijlociu, de la Hahabad spre est, preia apele unor afluenţi care curg aproximativ paralel cu el: Gogra, Gandak, Yamuna, Kosi etc. din Munţii Himalaia, dar şi Son din Munţii Satpura. Înainte de a se vărsa în Golful Bengal prin braţul Padma (Padda – "Floarea de lotus"), se varsă în Brahmaputra (Jamuna) sub denumirea de Meghna. Are o lungime de 2.597 km, un debit mediu de 14.000 m^3/s şi un bazin hidrografic de 1,06 mln.km^2.

Sistemul fluviatil al Gangelui, în cursul mijlociu şi inferior, are un regim hidrologic de tip pluvial-musonic; în cursul superior scurgerea apelor are un caracter moderat, cu alimentare glacio-nivală, dar şi pluvială.

În august se produc apele cele mai mari, cu debite maxime de 20.000-28.000 m^3/s, din care 1.200 m^3/s provin din topirea gheţarilor (4,3-5%) (Pardé, 1969).

Brahmaputra (Tsangpo – "Purificatorul") are o lungime de 2.909 km, un bazin hidrografic cu suprafaţa de 670.000 km^2 şi este navigabilă pe 1.300 km. În cursul superior traversează podişul Tibetului pe direcţia vest-est. Sursele de alimentare sunt reprezentate de topirea zăpezilor şi gheţarilor. În dreptul meridianului de 95^0 long.E formează un cot puternic în rocile dure din Munţii Namcha Barawa (7.750m), după care se îndreaptă spre sud. În cursul

BOUNCE OF UNIVERSITY LIBRARY

mijlociu curge pe direcţia est-vest, traversând Câmpia Assam unde, în perioada ploilor, albia se transformă într-o adevărată "mare". Înainte de intrarea în Câmpia Gangelui îşi schimbă direcţia spre sud şi poartă denumirea de Jamuna până la confluenţa cu Padma.

Regimul hidrologic prezintă o alimentare pluvial-musonică, cu debit mediu de 26.000 m^3/s (20.000 m^3/s), iar la vărsare, împreună cu Gange, deţine un debit de 40.000 m^3/s.

Printre alte fluvii specifice acestui sector mai pot fi amintite: Mekong, Irrawaddy, Salween, Xijiang (Sikiang) etc. toate cu regim hidrologic în care predomină alimentarea pluvial-musonică.

11.a.2.2.Organismele hidrografice din regiunea tropical australă

Sunt specifice Africii de Sud, Americii de Sud şi Australiei de Nord şi Nord-Est. Deţin acelaşi regim hidrologic ca cele din emisfera nordică, numai că de data aceasta apare un decalaj de 6 luni.

Cele mai importante regiuni tropicale aride sunt: Kalahari (Africa), Atacama (America de Sud), centrul şi vestul Australiei etc.

- *Râurile din Africa tropicală australă* formează organisme fluviale cu lungimi mari şi sunt tributare Oceanului Atlantic şi Oceanului Indian. Anotimpul secetos este mai accentuat şi se desfăşoară din mai până în octombrie; anotimpul ploios ţine din decembrie până în aprilie.

În condiţiile unor temperaturi ridicate (maxime de 40-50^{0}C) şi a precipitaţiilor scăzute (<250 mm) nu se poate vorbi de o reţea hidrografică permanentă, ci doar de una temporară, cu scurgeri întâmplătoare doar în perioada ploilor torenţiale (uneori şi la intervale de 20-30 ani).

Zambezi, împreună cu afluenţii lui, formează cel mai tipic organism hidrografic tropical cu regim de alimentare modest. Izvorăşte din Podişul Ba-Lunda (Angola). Are o lungime de 2.660 km şi străbate o regiune alcătuită, în cea mai mare parte, din podiş, cu precipitaţii reduse (600-1.100 mm) şi indice ridicat de ariditate. Cu toate că dispune de un bazin hidrografic mare (1,33 mln.km^2) afluenţii săi prezintă debite mici. Cursul superior mai este cunoscut şi sub numele de Liba. Până la cataractele Gonya străbate o depresiune mlăştinoasă, după care, până la cascada Victoria, trece printr-o serie de bazinete şi câteva repezişuri: Ngambwe, Katima (primeşte apele afluenţilor Theobo, Luanginga, Kabompo).

Sectorul mijlociu se desfăşoară între cascada Victoria (Masiao Touniya – "Fumul tunător"; 120m cădere) şi cataractele Quebrabasa. Prezintă o vale adâncită cu potenţial hidroenergetic ridicat: la Kariba s-a amenajat cel mai mare lac de acumulate de pe Glob, cu 280 km lungime, care alimentează o hidrocentrală de mare putere. Cei mai importanţi afluenţi sunt: Gaai, Kafue, Lungwa.

Cursul inferior se desfăşoară în Câmpia Mozambicului. Se varsă în Oceanul Indian printr-o deltă cu suprafaţa de 7.200 km^2.

În cursurile superior şi mijlociu prezintă un debit specific foarte redus, de 2,9 $l/s/km^2$ (Guilcher, 1979). La vărsare prezintă un debit de 3.000 m^3/s. Apele maxime se manifestă în aprilie (pe unii afluenţi în mai); evoluţia întârziată a nivelurilor maxime este legată de scurgerea lentă a apelor în depresiunea mlăştinoasă.

Este navigabil pe cursul inferior şi pe afluentul Shira (cu izvoare în Lacul Malawi sau Nyassa).

Orange izvorăşte din Munţii Scorpiei, străbate, pe direcţia est-vest, o regiune cu precipitaţii sărace (medie de 100-150 mm) şi se varsă în Oceanul Atlantic. Regimul hidrografic este de tip tropical excesiv.

Cei mai importanţi afluenţi sunt primiţi în cursul superior (Vaal împreună cu Valasch, Hurst, Modder), după care pe 60% din lungimea sa nu mai primeşte nici un afluent. Bazinul

hidrografic însumează o suprafață de 960.000 km^2 și în sezonul secetos debitul este extrem de scăzut.

Limpopo și *Cunene* au aceleași caracteristici hidrologice cu ale fluviului Zambezi.

- Râurile din America tropical australă

Sunt răspândite în interiorul continentului, dar și pe coasta Oceanului Atlantic. Prezintă un regim hidrologic mai complex, comparativ cu omonimele din Africa. Cea mai importantă sursă de alimentare este reprezentată de precipitațiile estivale care cad în noiembrie-aprilie (cu un maxim în decembrie sau ianuarie); în sezonul hibernal (iulie-august) precipitațiile sunt reduse. Pe coasta Oceanului Atlantic sunt condiții climatice diferite: două sau chiar trei maxime pluviografice intercalate de două minime.

São Francisco izvorăște din Podișul Minas Gerais (Serra Dos Vertentes) și are o lungime de 2.897 km. Bazinul hidrografic se întinde pe o suprafață de podiș și măsoară 650.000 km^2.

Precipitațiile din cadrul cursului superior sunt mai abundente (1.000 mm) și densitatea afluenților mai mare: Velhas, Paracama etc. Scurgerea este bogată în ianuarie și februarie și scăzută în septembrie.

Pe cursul mijlociu precipitațiile sunt mai reduse (550 mm) și debitul se reduce până la extrem în sezonul secetos, când apele se înscriu într-un etiaj extrem de scăzut. Regimul hidrologic se înscrie în tipul tropical cu caracter excesiv asemănător cu al fluviilor Orange și Cunene (Africa).

Cursul inferior este influențat de climatul costier; în acest caz nivelul maxim al apelor se înregistrează în iulie și octombrie, iar cel minim în martie și august.

Paraiba are o lungime de 500 km și valea intramontană prezintă un aspect longitudinal pe direcția vest-est. Debușează în Oceanul Atlantic în aval de Campos. Cumpăna de ape este formată de Serra Do Mantiqueira pe stânga și Serra Do Mar pe dreapta.

Regimul hidrologic este de tip tropical cu nuanță moderată: apele cu nivel maxim se înregistrează în februarie (1.900 m^3/s) ca urmare a ploilor bogate ce cad în luna decembrie (280 mm); cel mai scăzut debit se înregistrează în septembrie și este de 400 m^3/s.

Uruguay are o lungime de 1.510 km și își formează izvoarele în Serra Do Mar. Se varsă în Oceanul Atlantic prin estuarul Rio de la Plata. Are un bazin asimetric (325.000 km^2), dezvoltat pe dreapta în proporție de 90%. Formează granița dintre Brazilia, Argentina și Uruguay.

Apele cu nivel maxim se înregistrează în lunile iunie și octombrie, iar cele minime în februarie și august (Guilcher, 1979). Cei mai importanți afluenți sunt Jacui și Rio Negro.

Parana este supranumit "Nilul Americii de Sud". Se formează în plină regiune tropicală și debușează într-o regiune subtropicală. Ia naștere din unirea afluenților Rio Grande (1.095 km) și Paranaiba (905 km), amândouă cu izvoarele în Podișul Braziliei, în dreptul localității Rubinéia. Se desfășoară în direcția nord-sud pe o lungime de 3.700 km (4.036 km) și prezintă un bazin de 2,88 mln.km^2 (2,66 mln.km^2).

Cursul superior este cunoscut sub numele de Rio Grande și izvorăște din Serra Do Mantiqueira. După ce străbate Serra Dos Vartentes intră într-o depresiune înaltă unde preia apele Paranaibei cu debit mai ridicat; din unirea celor două artere se naște adevăratul fluviu Parana. Până la confluența cu Iguaçu se desfășoară cursul superior. Valea prezintă fie largi bazinete (unde se ramifică în mai multe brațe), fie sectoare cu cataracte și cascade (Guaiara).

Debitul Paranei este, în mare parte, ridicat, deoarece prezintă numeroși afluenți care vin din Serra Paranapiacaba (Tiete, Paranapanema), Podișul Mato Grosso și Serra de Maracaju.

Parana, în cursul superior, este un fluviu tropical austral: la Puerto Coronel nivelul maxim este atins în ianuarie (4.500 m^3/s), iar cel minim în august (1.400 m^3/s). Pe măsura înaintării spre sud regimul hidrologic intră sub influența afluenților și apele cu nivel maxim apar cu o oarecare întârziere: la Porto Guaiara debitul maxim este de 9.800 m^3/s și se produce în februarie-martie când și modulul specific este ridicat (14 $l/s/km^2$). Cel mai coborât debit se înregistrează în august (2.200 m^3/s).

Cel mai important afluent din cursul superior este Iguaçu, care izvorăște din Serra do Mar cu influențe climatice de nuanță atlantică, unde regimul pluviometric se menține la valori de 1.300 – 1.900 mm.

Iguaçu iese de sub influența condițiilor tropicale și evoluția regimului său hidrologic se manifestă ca un proces complex unde apele cu nivelul maxim apar de trei ori pe an: iunie, octombrie și ianuarie. Între acestea se intercalează ape cu nivel scăzut, mai ales în martie și decembrie. În general, debitul mediu al fluviului este de 1.200 m^3/s. Înainte de a debuşa în Parana dă naştere cascadei Iguaçu ("Apa mare") care prezintă o cădere de 80m.

În cursul mijlociu Parana intră în Câmpia La Plata (între Iguaçu și Corrientes). După ce preia apele fluviului Paraguay, la Corrientes, în februarie, atinge 16.000 m^3/s. Modulul specific, comparativ cu cel din cursul superior, este de doar 8,3 $l/s/km^2$ (Iguaçu prezintă o valoare de 24,7 $l/s/km^2$).

Paraguay este cel mai mare afluent al Paranei și prezintă o lungime de 2.070 km. Traversează de la nord la sud Câmpia Gran Chaco, presărată cu numeroase teritorii mlăştinoase și sărăturate. Își are izvoarele în Podișul Mato Grosso și dintre cei mai importanți afluenți se remarcă: Cuiaba, São, Lourenco, Taquari, Miranda etc.

Paraguay este un fluviu tropical austral, numai că de-a lungul său regimul hidrologic prezintă unele variații datorită influenței exercitate de orografia locală și de gradul de aridităte. Cuyaba, se caracterizează printr-un regim tropical tipic, cu ape mari în februarie și minime în iunie. Paraguay, după ce străbate depresiunea mlăştinoasă Pantanal, unde scurgere este foarte lentă și albia este puternic meandrată, prezintă, la Asuscion, debit maxim în iulie (4.500-5.000 m^3/s) și debit minim în ianuarie. Întârzierea în creşterea și scăderea apelor este pusă pe seama scurgerii extrem de lente din Depresiunea Pantanal (Guilcher, 1979).

Parana, în cursul inferior, se desfăşoară prin Câmpia La Plata unde primeşte câțiva afluenți importanți: Rio Salado, Rio Saladillo etc. La Rosario, Parana este un fluviu tipic tropical austral: debitul maxim se înregistrează în februarie-martie (16.500-17.000 m^3/s); debitul minim în septembrie (6.300-7.500 m^3/s). La debite foarte mari se pot înregistra și valori de 30.000-40.000 m^3/s. Volumul anual scurs este de 480 km^3 (împreună cu Uruguay 650 km^3). Debitul solid este de cca.150 mln.t/an și poate ajunge până la 10 km în larg.

- Râurile din Australia tropicală

Prezintă dimensiuni reduse și un regim de scurgere al apelor de tip tropical pluvial excesiv. Sunt frecvente în statele Queensland și Teritoriul de Nord.

Nivelul maxim al apelor și procentul minim de scurgere (41%) au loc în februarie (vara australă). 90% din volumul total de apă se poate scurge în trei luni (ianuarie, februarie, martie) și restul în decembrie (Burdekin). În restul lunilor scurgerea este foarte redusă (iarna pot seca complet). Pe lângă Burdekin se mai remarcă și râurile: Roper, Mitchell, Horman, Gilbert, Flinders, Daly etc.

11.a.2.3.Regiunea semiaridă și regiunea deşertică

Râurile se deosebesc între ele prin evoluția regimului de scurgere a apelor și prin gradul de turbiditate.

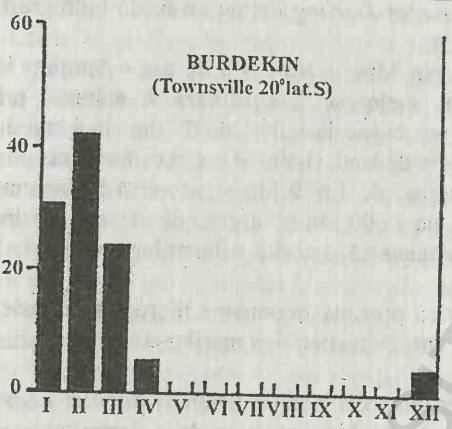


Fig.97 Hidrograful râului Burdekin (Australia)

- *Regiunea semiaridă* deține organisme hidrografice unde regimul de scurgere al râurilor prezintă variații foarte accentuate. Râurile care au un modul specific mai mic de 2 l/s/km^2 și prezintă un grad foarte ridicat de turbiditate, aparțin regiunilor semiaride: afluenții râului Colorado din Arizona (0,3 l/s/km^2, turbiditate de 78 kg materiale în suspensie la 1 m^3 apă); Rio Puerco (afluent al Rio Grande del Norte – 0,21 l/s/km^2, turbiditate de 144 kg); râurile din nord-vestul Argentinei, care traversează Câmpia Gran Chaco (turbiditate de 20 kg, debit specific 0,6 l/s/km^2); Ural (1,8 l/s/km^2); Murray-Darling (0,4 l/s/km^2).

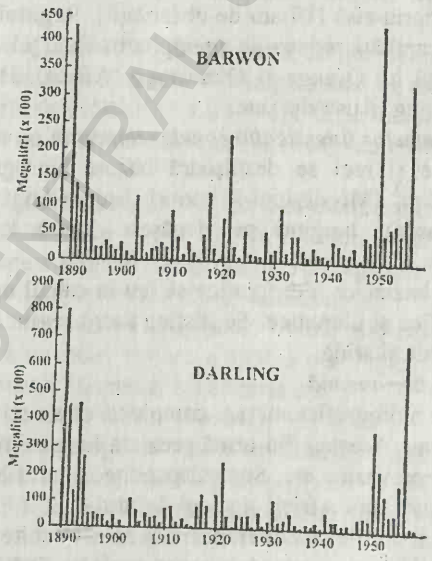


Fig.98 Hidrografele fluviilor Barwon și Darling
după Marsh, 1988

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Sistemul fluvial *Murray-Darling* deține un bazin hidrografic de 910.000 km^2 cantonat într-o regiune tipic semiaridă.

Darling izvorăşte din Munții Noii Anglii, are o lungime de 2.000 km şi se varsă în Murray. Nivelul maxim al apelor se înregistrează la sfârşitul primăverii şi începutul verii (noiembrie-ianuarie) când pot creşte la valori de 5-10m. În iarna australă (iulie-septembrie) şi toamna, scurgerea este extrem de lentă şi albiile pot seca frecvent.

Murray are o lungime de 1.600 km şi se varsă în laguna Alexandrina (Marele Golf Australian). Este navigabil pe 1.000 km şi la gura de vărsare prezintă un debit mediu de 1.900 m^3/s. Prezintă scurgere permanentă datorită afluenților numeroşi: Murrumbidgee, Macquarie, Lachlan etc.

- *Regiunea deşertică* prezintă organisme hidrografice unde apa poate lipsi o perioadă foarte lungă de timp, chiar ani. Sunt specifice marilor deşerturi: Sahara, Kalahari, Namib, Rub al Kahal, Australia etc.

Albiile cu caracter temporar poartă denumiri diferite: *ueduri* şi *wadi* în Africa; *enneri* sau *gorgol* în Sahel; *nahr* în Arabia; *daria* în Asia centrală; *gol* în Mongolia; *creekuri* în Australia. Apele acestor organisme pot dispărea în nisip sau pot ajunge în lacuri cu apă sărată (*choturi* sau *şoturi*). În timpul ploilor torențiale se formează cursuri de apă cu debite, uneori, foarte ridicate: pe uedul Guir (Sahara), în octombrie 1950, la un bazin hidrografic de 20.000 km^2, ca urmare a căderii unei ploi de mare intensitate, s-a format o scurgere cu un debit de 3.000 m^3/s (pe Siret, la Lungoci, în iulie 1970, la un bazin hidrografic de 36.000 km^2, s-a înregistrat un debit maxim de 3.186 m^3/s şi între 11-14 iulie 2005 un maxim de 4650 m^3/s). Pentru a se produce o viitură în Sahara sunt necesari 30 mm ploaie în 24 ore.

În nord-vestul deşertului australian viiturile au o amploare mai mare.

În regiunile deşertice, în condițiile unor precipitații de 3,4mm la Dakhla (Sahara), nu se poate vorbi de o scurgere propriu-zisă (19 ani de observații). Regiunile semideşertice prezintă o scurgere ca urmare a unei cantități reduse de precipitații: Bahr el Arab în cursul superior şi mijlociu, o parte din afluenții lui Orange şi Okawango (Africa), Helmand (Podişul Iranului), afluenții fluviilor Eyre şi Darling (Australia) etc.

11.b.Hidrologia sistemelor fluviale din zonele temperate şi reci

În zonele temperate şi reci se desfăşoară bazine hidrografice cu întinderi uriaşe: suprafețe de peste 1,5 mln.km^2 (Mississippi-Missouri, Enisei-Angara, Obi-Irtîş, Lena, Amur, Kerulen, Mackenzie-Athabasca); lungimi ce depăşesc 3.000 km (Lena, Enisei, Volga, Mississippi, Missouri etc.) etc.

Pentru departajarea bazinelor hidrografice se iau în calcul următorii parametri: regimul hidrologic, condițiile orografice şi climatice. Se disting patru regiuni: mediteraneană, temperat-oceanică, temperat-continentală şi aridă.

11.b.1.Regiunea mediteraneană

Include organismele hidrografice mari şi complexe, cu surse variate de alimentare, dar şi organisme strict mediteraneene. Acestea din urmă prezintă lungimi reduse, oscilații sezoniere şi anuale pronunțate, creşteri neprevăzute etc. Sunt răspândite în jurul Mării Mediterane, pe coasta Californiei, a statului Chile, sud-estul Africii şi sudul Australiei.

Regimul hidrologic al râurilor mediteraneene prezintă debite mari iarna şi foarte scăzute vara. Ca urmare a aridității accentuate unele râuri seacă complet. Debitele medii anuale variază în limite relativ mari, iar undele de viitură se produc foarte rapid, desfăşurându-se violent.

Sursa de alimentare este în funcție de aşezarea geografică a bazinului hidrografic. În acest caz poate domina sursa pluvio-nivală, pluvială sau nivo-pluvială. Râul Sa Picocca din

Sardinia deține o suprafață de 119 km^2; în perioada anilor 1923-1935 a prezentat în timpul verii o scurgere cu debit minim de 0,20 m^3/s, iar iarna un debit de 3,31-3,34 m^3/s (Guilcher, 1979).

Sunt şi situații când, pe unele râuri mici, în timpul unor averse extreme, vara se produc creşteri cu caracter catastrofal : Sardinia, Sicilia, Pirineii Orientali, Lanquedoc, coasta Dalmației, sudul Peninsulei Balcanice, nordul Africii, Munții Capului etc. Viiturile se caracterizează prin amplitudini foarte mari datorate ploilor diluviene. Pentru râurile cu bazine de recepție cu suprafețe între 60-850 km^2 se remarcă viituri cu un coeficient A până la 100-175 (Herault, Tech etc. din Franța). Pe râul Fulmendoza (Sardinia) coeficientul de 133 produs în octombrie 1951, reprezintă un debit de 1.050 m^3/s la un bazin hidrografic de doar 62 km^2.

Unele râuri care sunt alimentate din surse pluvio-nivale prezintă un regim de scurgere cu ape mari tot timpul anului: Quipar (Spania), Sakarya (Turcia) etc.

În bazinul mediteranean sunt întinse suprafețe cu relief carstic unde scurgerea apei este mai ponderată şi evoluția lor prezintă un caracter relativ regulat: râurile din Apeninii Centrali (Italia), Orientul Apropiat (Liban, Israel, Siria, Iordania) etc.

Râuri cu alimentare glaciară şi nivală se găsesc în Pirineii Spaniei şi Alpii Franței; în acest caz apele maxime se înregistrează în iulie şi august. La râurile cu alimentare nivo-pluvială se înregistrează maxime toamna şi primăvara. La râurile cu alimentare pluvio-nivală se înregistrează două maxime în decembrie şi martie-aprilie, despărțite de un minim scăzut iarna.

Nera izvorăşte din Apeninii Centrali şi este afluent al Tibrului. Regimul hidrologic este ponderat, cu uşoare creşteri din februarie până în mai (32-34 m^3/s) datorită ploilor şi topirii zăpezilor, după care urmează scăderi lente (23-24 m^3/s) şi apoi o altă creştere în noiembrie şi decembrie (26-28 m^3/s).

Neretva prezintă un regim hidrologic cu variații accentuate, fiind de tip adriatic. Izvorăşte din barierele calcaroase ale Alpilor Dinarici. Sursele de alimentare sunt de natură carstică şi pluvio-nivală.

Neretva, la Metkovic (1923-1940), a înregistrat debite maxime în aprilie (525 m^3/s) şi în noiembrie (550 m^3/s). Cele mai mici debite se înregistrează în august (100 m^3/s) (un minim secundar se formează în februarie (350 m^3/s). La Gabela, unde totalizează o suprafață a bazinului de 8.000 km^2, s-a înregistrat un debit de 2.354 m^3/s (1934) (corespunde unui modul specific de 294 l/s/km^2).

Australia de Vest prezintă un regim tipic pluvial mediteranean: Onkaparinga, Serpentine etc. Debitele maxime sunt decalate cu 6 luni față de cele din emisfera boreală. Nivelul maxim este specific iernii astrale (august-septembrie) şi minim verii australe (decembrie-martie).

Organismele hidrografice complexe de tip mediteranean

Sunt caracteristice mediteranei europene, Asiei sud-vestice, sud-vestul S.U.A. şi prezintă mai multe surse de alimentare deoarece străbat mai multe unități de relief: Tajo, Ebro, Duero, Tigru, Eufrat, Sacramento, Helmand, Meanderes etc.

Tajo izvorăşte din Sierra de Gudar (Spania). Are o lungime de 910 km şi un bazin de 80.900 km^2. În Podişul Castiliei primeşte cei mai mulți afluenți: Tajuna, Henares, Jarama etc.

Sursele de alimentare sunt de natură pluvio-nivală în cursul superior şi mijlociu şi pluviale şi subterane în cursul inferior. Maxima debitului se înregistrează în februarie şi minima în august-septembrie.

Duero izvorăşte din Munții Iberici şi îşi adună cei mai numeroşi afluenți din Podişul Castiliei Vechi (Pysuerga, Carrion, Orbigo, Tormes, Huebra etc.). Debuşează în Oceanul Atlantic în apropierea oraşului Porto. Are o lungime de 700 km, debit mediu de 640 m^3/s şi drenează un

bazin hidrografic de 94.000 km^2. În cea mai mare parte a bazinului său predomină sursele de alimentare pluvio-nivale: apele cu nivel maxim apar în martie şi cu nivel minim în august.

. *Ebro* izvorăşte din Munţii Cantabrici şi se varsă în Marea Mediterană printr-o deltă triunghiulară. Are o lungime de 860 km şi un bazin hidrografic de 84.000 km^2. În Câmpia Aragonului primeşte o mulţime de afluenţi cu regim hidrologic variat: Aragon cu Arga, Gallega, Segre cu Cinca, Tiron, Irequa, Jalon, Martin, Guadalope etc.

În cursul superior prezintă un regim pluvio-nival de nuanţă oceanică. În cursul mijlociu din Depresiunea Aragonului prezintă un regim hidrologic cu evoluţie complexă. Înainte de a primi afluenţii din Munţii Pirinei apele sale tind către un regim de nuanţă oceanică (maxime în februarie şi minime în august-septembrie). După primirea afluenţilor din Munţii Iberici şi Pirinei, care au surse pluvio-nivale, se înregistrează două creşteri importante: în martie, asemănătoare cu cea din cursul superior, dar cu ape mai bogate; în decembrie, în urma ploilor cu regim mediteranean. Cel mai coborât nivel al apelor se înregistrează în septembrie (2 m^3/s la Zaragoza). La creşteri maxime debitele pot ajunge la 10.000 m^3/s, când nivelul apei poate creşte cu peste 4-5m. În cursul inferior predomină alimentarea pluvială la care se adaugă cea pluvio-nivală. În acest caz regimul hidrologic prezintă trei maxime: martie, mai şi decembrie, iar etiajul se produce în septembrie.

Guadalquivir are o lungime de 579 km şi un bazin de 55.900 km^2. Regimul hidrologic este de nuanţă mediteranean-oceanică.

Tigrul (Nahr Diyla) izvorăşte din Lacul Chealdjik (Munţii Taurus – Turcia) şi se varsă în Golful Persic. Are o lungime de 1.885 km şi un bazin hidrografic de 375.000 km^2. După unirea cu Eufratul curge printr-o singură albie cunoscută sub numele de Shatt al Arab.

Regimul de alimentare, în cursul superior, este pluvio-nival; pe celelalte sectoare se manifestă un regim mediteranean cu nuanţă semiaridă (150-200 mm). Cele mai mari debite se produc în aprilie (4.600 m^3/s la Bagdad, faţă de debitul mediu multianual de 1.236 m^3/s), iar cele mai mici în septembrie sau octombrie (218 m^3/s).

Eufratul (El Fourat) îşi are izvoarele în două artere: Murat (Eufratul de Est din Munţii Ararat) şi Karasu (Munţii Taurus Interior). Curge aproape paralel cu Tigrul şi prezintă o lungime de 2.760 km, drenând un bazin de 335.000 km^2.

Debitul său este mai redus ca al Tigrului deoarece are afluenţi mai puţini: 838 m^3/s la Hit (vest Bagdad) şi 100-150 m^3/s înainte de confluenţă. Debitul maxim este cuprins între 3.000-4.000 m^3/s, cel minim de 189 m^3/s, iar volumul mediu anual de 26,5 km^3. La confluenţa cu Tigrul debitul mediu este de cca.300-400 m^3/s (pierderi de apă ca urmare a folosirii lor în marile sisteme de irigaţii).

Meanderes (Meander - Turcia) izvorăşte din Anatolia şi prezintă o fază cu ape mari în martie-aprilie datorată topirii zăpezilor şi a ploilor de primăvară; în cursul inferior maximul se produce mai devreme, în februarie, şi raportul dintre debitele extreme medii lunare devine ridicat.

Onkaparinga şi *Serpentine* (Australia Occidentală) prezintă ape mari în august sau septembrie (70-73% din volumul anual al scurgerii) şi minime în decembrie şi aprilie (2,7-3,5% din volumul scurgerii).

Helmand este cel mai mare râu al Afganistanului care izvorăşte din Masivul Paghman (4.669m) din Munţii Hindukus. Are o lungime de 1.150 km şi drenează un bazin hidrografic de 50.000 km^2. Se varsă în Lacul Hamun (cu contur incert) printr-o deltă.

Regimul de alimentare este nivo-pluvial, apele mari producându-se primăvara-vara. Debitul maxim este de 1.500-2.000 m^3/s, la ape catastrofale de 15.000 m^3/s, la ape mici (iarna) de 50-60 m^3/s şi cel mediu de 400-500 m^3/s.

Sacramento, împreună cu San Joaquin, drenează vasta depresiune a Californiei cunoscută şi sub numele de Great Valley. Cele două râuri se varsă independent în Golful San Francisco. Izvorăşte din Munţii Klamath, are o lungime de 640 km şi drenează un bazin hidrografic de 70.000 km^2.

Majoritatea afluenţilor care vin din Munţii Coastelor seacă în timpul verii: Beatlle, Antelope, Mill, Deer, American River, Farher River, Butte etc.

Apele mari se produc iarna, iar cele mici vara şi toamna. Debitul mediu este de 725 m^3/s, ceea ce-l face să fie cel mai important râu de tip mediteranean din lume. Viiturile de pe cursul superior al fluviului Sacramento, pentru un bazin de 17.250 km^2 (decembrie 1955), au reprezentat un coeficient de 43, iar pe San Joaquin, la un bazin de 4.300 km^2, au avut un coeficient de 36.

Colorado izvorăşte din Munţii Medicine Bow (Clark Peak, 3.952m), are o lungime de 2.740 km şi drenează un bazin hidrografic de 635.000 km^2. Ca şi Mississippi, Colorado primeşte un afluent mai mare decât el la confluenţă şi anume Green River (1.175km).

După confluenţa cu Little Colorado, se formează Marele Canion, situat între podişurile secundare Kaibab şi Red Butte; are o lungime de 450 km, lăţime între 6-30 km şi adâncime până la 1.600m.

Înainte de intrarea în Marble Canyon prezintă un debit de numai 508 m^3/s. Deţine o alimentare nivo-pluvială, cu ape mari din aprilie până în iulie şi ape mici toamna şi iarna.

Pe cursul său s-au construit numeroase baraje, unele dintre ele alimentând şi oraşele de pe coasta Oceanului Pacific.

11.b.2.Regiunea temperat-oceanică

Organismele hidrografice se desfăşoară în sectoarele vestice ale continentelor. În emisfera sudică se desfăşoară doar în Australia şi Tasmania.

Regimul hidrologic este ponderat şi are un caracter regulat deoarece este influenţat de climatul oceanic cu precipitaţii medii între 500-2.500 mm şi temperaturii medii situate între 7-13^{0}C. Regimul hidrologic pluvial-oceanic cu caracter simplu este specific râurilor din vestul Franţei, Belgiei, vestul Germaniei, Norvegiei şi nord-vestul S.U.A. Este un regim influenţat şi de oscilaţiile de temperatură. Debitele mari sunt specifice iernii (pulsaţii maxime în ianuarie sau februarie). În emisfera sudică situaţia este inversă. Cele mai reduse debite sunt specifice verii (august-septembrie). Bazinele cu suprafeţe mici prezintă un regim pluvial de nuanţă oceanică: Garonne, Loire, Seine, Meuse etc.; cele cu suprafeţe mari au surse de alimentare şi regim de scurgere cu caracter mai complex: Rhône, Rhin.

Garonne izvorăşte din Munţii Pirinei (masivul Maladetta, 2.800m), are o lungime de 580 km, drenează un bazin de 56.000 km^2 şi se varsă în Oceanul Atlantic printr-un vast estuar (Gironde).

În cursul superior are un caracter de scurgere violent, mai ales primăvara când se topesc şi zăpezile, dând naştere apelor mari din mai (300 m^3/s la Toulouse). Cele mai reduse debite se înregistrează în septembrie (80 m^3/s). Pe celelalte două sectoare regimul hidrologic este tipic pluvial oceanic. La Agen se realizează maxima de iarnă în februarie (1.100 m^3/s), iar cele mai scăzute în septembrie (200 m^3/s). Debitul mediu anual este de 680 m^3/s. Debitul solid anual este de 18 mln.m^3.

Loire izvorăşte de la baza conului vulcanic Gerbier de Jone, la 1.424m, are 1.012 km lungime, un bazin hidrografic de 121.000 km^2 şi se varsă în Oceanul Atlantic printr-un vast estuar. Drenează 21% din suprafaţa Franţei continentale.

Regimul hidrologic este de nuanță pluvial-oceanică, fiind influențat și de aversele mediteraneene, diferența dintre apele de iarnă și cele de vară fiind de 1/5. Regimul de scurgere este influențat, în primul rând, de râurile ce vin din Masivul Central Francez (Allier, Cher, Indre, Vienne) cu pante repezi, roci impermeabile etc. La Nantes, maxima de iarnă se înregistrează în februarie (1.700 m^3/s), iar minima de vară în august (350 m^3/s). Debitul mediu anual este de 1.350 m^3/s (800 m^3/s), în timp ce debitul la viituri poate depăși 8.000 m^3/s.

Sena (Seine) izvorăște din Platoul de Langres, la 461 m altitudine, are o lungime de 770 km, un bazin hidrografic de 78.000 km^2 și se varsă în Oceanul Atlantic printr-un vast estuar.

Regimul hidrologic este tipic pluvial oceanic, cu ape mari iarna și scăzute vara. Debitul maxim la Paris se manifestă în februarie (580 m^3/s), iar cel minim în septembrie (100 m^3/s). Debitul mediu multianual este de 520 m^3/s, iar maxima extraordinară a fost de 2.500 m^3/s (ianuarie 1910).

Tamisa se formează din unirea a două pâraie (Thameshead și Severn Springs), ambele cu obârșia în dealurile Cotswolds. Are o lungime de 338 km, un bazin hidrografic de 15.300 km^2 și se varsă în Marea Nordului printr-un vast estuar unde apele fluxului pot înainta până la 130 km spre interior.

Regimul hidrologic este asemănător cu cel al râurilor din vestul Franței, fiind tipic pluvial-oceanic. Debitele maxime se înregistrează iarna (coeficient de debit 1,77), iar cele minime vara (coeficient de debit 0,40). Debitul mediu este de 260 m^3/s.

Coliban se desfășoară în partea de sud-est a Australiei și prezintă un regim hidrologic pluvial-oceanic. Debitele maxime se înregistrează în august (coeficient de debit 2,8), iar cele minime se mențin timp de patru luni (coeficient de debit între 0,1-0,2).

Organismele hidrografice complexe din regiunea temperat-oceanică

Față de cele simple prezintă dimensiuni mai mari, debite mai bogate și regimul hidrologic deține variații importante de la un sector la altul.

Rhône izvorăște din Alpii elvețieni, în apropiere de pasul Furka (1.875m), are o lungime de 812 km (260 pe teritoriul Elveției), un bazin hidrografic de 98.000 km^2 și se varsă în Marea Mediterană printr-o vastă deltă.

Rhônul superior se varsă în Lacul Leman la o altitudine de 371m. În cursul superior regimul hidrologic este nivo-glaciar, apele provenind din topirea zăpezilor și a gheţarilor, având un caracter tumultos. Apele mari se produc vara (iunie 660 m^3/s), iar cele mai scăzute debite sunt specifice sezonului hibernal (280 m^3/s). În sectorul mijlociu și inferior regimul hidrologic este foarte complex, fiind influențat de regimul afluenților pe care-i primește. După confluența cu Saône (410 m^3/s), care are un regim tipic pluvial-oceanic, Rhônul se caracterizează prin creșteri ridicate primăvara (martie 1.188 m^3/s), iar în septembrie debitele sunt reduse (742 m^3/s). La Valence, după aportul Iserului (350 m^3/s), care prezintă regim nivo-pluvial, Rhônul prezintă ape mari in iunie (1.630 m^3/s) și scăzute în septembrie (1.060 m^3/s). La Comtat și Grau aportul afluenților din Munții Cevennes (Ardeche, Gard), care prezintă surse de alimentare de tip mediteranean, dar și a râului Durance (220 m^3/s), cu surse dominant pluvio-nivale, imprimă Rhônului un regim hidrologic foarte complex: maxima în mai (2.008 m^3/s); minima în septembrie (1.229 m^3/s). La viituri, debitul Rhônului poate depăși valoarea de 10.000 m^3/s. La Bocaire prezintă un debit mediu de 1.720 m^3/s, în timp ce debitul solid se ridică la 22 mln.m^3/an.

La cca.3 km nord de Arles se desparte în două brațe care delimitează Delta Camargue (Rhônul Occidental și Rhônul Mare în est care transportă 85% din debitul total).

Amenajarea Rhônului pentru navigație a început la sfârșitul secolului al XIX-lea prin adâncirea și consolidarea canalelor, derivațiile prin canale ecluzate pentru deplasarea spre amonte etc.

Rhin (Rhein) izvorăște din Alpii Lepontini prin trei surse: Rhinul anterior (Vorder Rhein), Rhinul Mijlociu (Mittel Rhein) și Rhinul Posterior (Hint Rhein), care vin de la 2.250m din gheţarul Adula. Are o lungime de 1.293 km și drenează un bazin hidrografic de 193.000 km^2.

Este cel mai mare fluviu al Europei Occidentale și cea mai importantă arteră de navigație din Europa deoarece pe această cale se exportă cea mai mare parte a mărfurilor Europei Centrale.

La intrarea în Lacul Konstanz (Boden) are un debit de 115 m^3/s și un modul specific de 35 l/s/km^2. Regimul hidrologic este de nuanță glaciară. Afluentul Aar prezintă o sursă de alimentare nivo-glaciară și nivo-lacustră. La Basel, unde se finalizează cursul superior, deține un debit de 1.020 m^3/s și un modul specific de 29 l/s/km^2. În acest caz apele maxime se înregistrează în iulie și august (1.600 m^3/s) și minime în februarie (550 m^3/s). Între Basel și Bonn se desfășoară cursul mijlociu unde preia apele principalilor afluenți: Neckar, Nahe, Mein, Moselle, Lahn etc. Regimul hidrologic este pluvial oceanic și pluvial nival cu două maxime în februarie și iunie și două minime în mai și octombrie. Sectorul inferior se desfășoară până la vărsarea în Marea Nordului. În Câmpia Olandei se despleteşte în două brațe (Waal și Lek), care debușează în mare cu un debit de 2.200 m^3/s.

11.b.3.Regiunea temperat-continentală

Este dominată de podișurile și câmpiile din centrul și estul Europei. Regimul hidrologic este variat și complex. Cursurile de apă prezintă diverse surse de alimentare, de la cele dominant nivale până la cele nivo-pluviale și pluvio-nivale. Stratul de zăpadă prezintă grosimi de câțiva centimetri (Siberia centrală), până la 15-20 cm (Preria Canadiană și estul C.S.I.). Precipitațiile medii anuale sunt cuprinse între 400-700 mm.

În această regiune se disting mai multe organisme fluviatile, departajate de existența surselor de alimentare: nivală, nivo-pluvială și pluvio-nivală. Deoarece fluviile prezintă lungimi foarte mari regimul hidrologic al acestora este foarte complex. Ca urmare a faptului că majoritatea fluviilor se desfășoară pe direcția N-S, forța Coriolis, în acest caz, își exercită acțiunea și malurile vestice devin mai abrupte.

Organismele hidrografice cu regim de alimentare nivală

Sunt specifice Siberiei Centrale și Siberiei de Vest (Obi, Lena, Enisei) și nord-vestul Americii de Nord (Mackenzie).

Obi (Obis sau Omar) izvorăște din Munții Altai prin intermediul a două pâraie: Katun (630 m^3/s) și Biia (480 m^3/s), are o lungime de 3.676 km (5.410 km de la izvoarele Irtîșului), un bazin hidrografic de 2,92 mln.km^2 (85% din bazinul său se găsește în câmpie) și se varsă în Marea Kara (Golful Obi).

Are numeroși afluenți, unii dintre ei constituind adevărate fluvii: Ciumîș, Inia, Pesciania, Anui, Ciorîș, Alei, Irtîș (cel mai important), Tomi, Ciulîm, Keti, Tîm, Vach, Tromiegan, Liamin, Nazîm, Segarka, Taia, Parabeli, Vasiugan, Bolișoi, Iguan, Bolișoi Salîm etc.

Cea mai importantă sursă de alimentare este reprezentată de topirea zăpezilor atât în cursul superior, cât și în cel inferior. Regimul hidrologic este complex, cu ape foarte mari primăvara (60-70% din volumul anual). Dezgheţul și topirea zăpezilor se produc din cursul superior către cel mijlociu și inferior deoarece primul se află la latitudini mai mici; fenomenul de dezgheț se desfășoară pe cca.40-50 zile (30 aprilie-10 iunie). Apele mari se mențin din mai până în iunie. Nivelul apei crește de la 5m în cursul superior, la 7m în sectorul de confluență cu Irtîșul,

la 10m în cursul inferior şi 5m la gurile de vărsare. La Novosibirsk prezintă un debit de 1.760 m^3/s. Debitele extreme au fost de 11.600 m^3/s, iar cele extrem reduse de 182 m^3/s (iernile foarte geroase). La Salehard se rulează un modul mediu de 12.500 m^3/s, debitul extraordinar de 36.000 m^3/s (42.800 m^3/s) şi cel minim de 2.250 m^3/s.

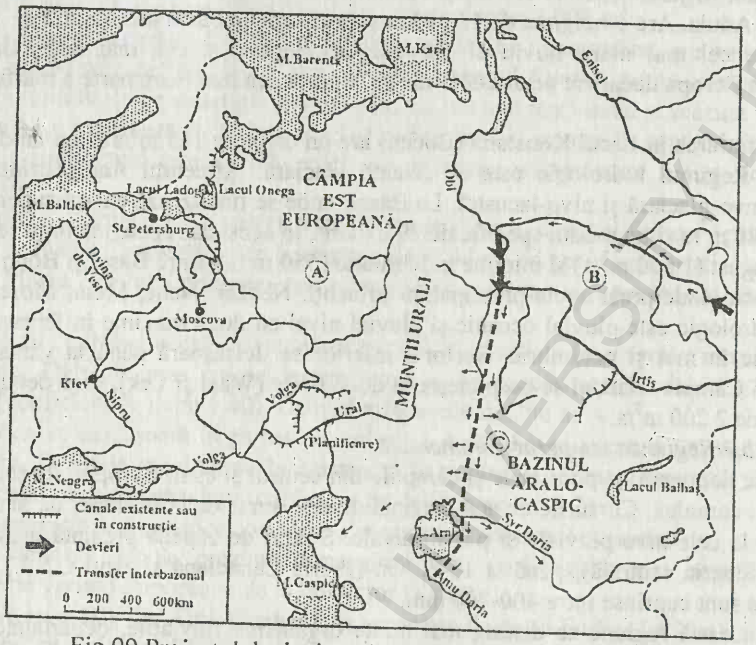


Fig.99 Proiectul de deviere a râurilor siberiene spre Aral

după Petts, 2002

Înghetul pe cursul superior se manifestă pe o perioadă de 150 zile, iar în cursul inferior 220 zile. Debitul solid este relativ redus, comparativ cu dimensiunea bazinului, deoarece panta de curgere este redusă, valoarea acestuia fiind de 50 mln.t./an (40-160 g/m^3).

Enisei izvorăşte din masivul Tannu-Obi (Munţii Altai) prin intermediul a două pâraie: Ka şi Bu. Are o lungime de 3.354 km şi un bazin hidrografic de 2,5 mln.km^2 (asimetrie de 92% pe dreapta). Dacă se iau în calcul şi afluenţii Angara şi Selenga, lungimea sa este de 5.039 km^2. Cei mai importanţi afluenţi sunt reprezentaţi de: Angara-Selenga (1.826 km lungime, 1.056.000 km^2), Tunguska Pietroasă (1.548 km lungime, 249.000 km^2) şi Tunguska Inferioară (2.690 km lungime, 471.000 km^2).

Are acelaşi regim hidrologic ca Obi. La Krasnoiarsk (unde bazinul are o suprafaţă de 300.000 km^2) are un debit mediu de 2.900 m^3/s şi un modul specific de 9,8 $l/s/km^2$. Cele mai mari ape sunt specifice lunii mai (23.900 m^3/s), iar cele mai mici în martie (336 m^3/s). În cursul mijlociu primeşte ca afluent Angara, cu un debit mediu de 1.930 m^3/s; la confluenţă Eniseiul are un debit de 5.311 m^3/s. La Dudinka, în apropiere de Marea Kara, apele mari se produc în iunie (coeficient de debit 4) când apar debite extraordinare de 132.000 m^3/s, iar cele minime în martie (coeficient de debit 0,2) cu valori şi de 2.500 m^3/s. Debitul mediu multianual este de 17.400 m^3/s.

Lena izvorăşte de la cca.30 km distanţă de Lacul Baikal, din Munţii Baikal, de la altitudinea de 930m, are o lungime de 4.270 km, drenează un bazin hidrografic de 2,42 mln.km^2 şi se varsă în Marea Laptev prin intermediul a 48 de braţe secundare importante (şi alte 100 de mici dimensiuni). Are afluenţi foarte importanţi, care constituie adevărate fluvii: Kirenga (611 km lungime, 46.920 km^2, 620 m^3/s), Vitim (1.823 km lungime, 227.200 km^2, 2.000 m^3/s, dispune de o lungime mai mare decât a Lenei la confluenţă), Olekma (1.310 km lungime, 201.200 km^2, 2.000 m^3/s), Aldam (2.242 km lungime, 701.800 km^2, contribuie cu 35% din volumul total al apelor). După confluenţa cu Aldam deţine un debit mediu de 5.200 m^3/s. În cursul inferior primeşte ca afluent Viliui (2.435 km lungime, 490.000 km^2) după care debitul creşte la 15.500 m^3/s. Debitul mediu la vărsare este de cca.17.000 m^3/s, iar cel minim 366 m^3/s.

Alimentarea predominantă se face din topirea zăpezilor (50%) şi din precipitaţii; alimentarea subterană reprezintă 1-2% din cauza îngheţului permanent. Când apele din amonte trec peste podul de gheaţă din aval, nivelurile pot creşte şi cu 18m. Regimul hidrologic este asemănător cu a celorlalte râuri: maxim în iunie (coeficient de debit 3,8) şi minim în aprilie (coeficient de debit 0,05). Qmax.max. a fost de 120.000 m^3/s (200.000 m^3/s) iar minima de 1.100 m^3/s (Davîdov, Konkina, 1958). Modulul specific scade de la 8,5 l/s/km^2 în cursul superior la 7,4-6,5 l/s/km^2 în cursul inferior. Turbiditatea apei este mică (50-60 g/m^3), iar cantitatea totală de aluviuni tranzitată într-un an este de 12 mln.t. Debitul solid scăzut se datorează rocilor dure care intră în alcătuirea substratului din cadrul bazinului hidrografic, gradului ridicat de împădurire, existenţa îngheţului peren etc. În cursul superior fluviul îngheaţă 6-7 luni, iar în cel inferior 7-8 luni.

Mackenzie izvorăşte din Lacul Sclavilor (Great Slave), are o lungime de 1.600 km (împreună cu Athabasca are o lungime de 3.780 km şi împreună cu izvoarele râului Peace are 4.250 km), drenează un bazin hidrografic de 1,8 mln.km^2 şi se varsă printr-o deltă în Marea Beaufort. După ieşirea din Lacul Athabasca primeşte ca afluent pe Peace River, se îndreaptă spre Lacul Sclavilor (rol de regularizare a apelor) şi după ieşirea din acesta poartă numele de Mackenzie.

Regimul hidrologic este foarte ponderat, comparativ cu fluviile siberiene, deoarece surplusul de apă din timpul primăverii este preluat de marile lacuri naturale. Apele mari se înregistrează în iunie, 26.800 m^3/s şi debitul mediu multianual este de 11.320 m^3/s. Podul de gheaţă durează 7-8 luni în cursul superior şi 8-9 luni în cel inferior.

Toate marile fluvii cu desfăşurare de-a lungul meridianelor suportă o eroziune mai ridicată pe malurile dinspre vest ca urmare a efectului Coriolis.

Organismele hidrografice cu regim de alimentare nivo-pluvial

Sunt organismele hidrografice cunoscute prin existenţa "apelor mari de primăvară" unde debitele maxime se produc în mai după ce se topesc zăpezile şi gheţurile montane. Iarna, apar "apele mici de iarnă", cu minime în februarie-martie. Toamna, nivelul apelor se înscrie în categoria "creşterii uşoare de toamnă".

Volga izvorăşte din Lacul Seliger care aparţine Podişului Valdai (228m), are 3.688 km lungime, drenează un bazin hidrografic de 1,38 mln.km^2 (85% dezvoltare în sectorul superior şi mijlociu) şi se varsă în Marea Caspică printr-o vastă deltă. Bazinul hidrografic acoperă 1/3 din partea europeană a Federaţiei Ruse şi însumează cca.150.000 cursuri de apă cu o lungime de 574.000 km. Diferenţa de nivel între punctul de izvoare şi cel de vărsare (-28m nivelul Mării Caspice) dă valoarea de 256m, adică o pantă de 0,07‰.

Cele mai importante surse de alimentare sunt reprezentate de topirea zăpezilor (60%), prin intermediul apelor subterane (30%) şi al ploilor (10%).

Primește 132 de afluenți mai mari, dintre care se remarcă: Oka (1.478 km lungime, 1300 m^3/s, 245.000 km^2), Kama (2.032 km lungime, 3.500 m3/s, 521.700 km^2). Primăvara, după topirea zăpezilor, se scurge 66% din volumul anual de apă, vara și toamna 24% și iarna doar 10%. Apele mari se manifestă din aprilie până în iunie, cu nivel maxim în mai, unde coeficientul de scurgere este de 3,7; o maximă secundară se manifestă în octombrie-noiembrie. Minimele sunt caracteristice lunilor februarie-martie; o minimă secundară se manifestă în august-septembrie. Amplitudinea variației de nivel este de 11m la Tver, 15-17m în aval de confluența cu Kama și 3m la Astrahan.

Debitul mediu la Verhnevoljskoi este de 29 m^3/s, la Tver de 182 m^3/s, la Taroslav de 1.100 m^3/s, la Nijnii Novgorod (Gorki) de 2.970 m^3/s, la Kuibîșev de 8.000 m^3/s, iar la Volgograd de 8.150 m^3/s. Debitul catastrofal s-a înregistrat în 1926 și a fost de 67.000 m^3/s în aval de confluența cu Kama și de 52.000 m^3/s la Volgograd, iar debitul minim minimorum a fost de 1.400 m^3/s (1949).

Delta Volgăi începe cu cca.45 km în amonte de orașul Astrahan unde se desprinde brațul Buzan. Deține cca.500 brațe și gârle din care cele mai importante sunt: Bahtemir, Kamîziak, Staraia Volga, Ahtuba etc. Suprafața totală este de 12.000 km^2 și în anumite sectoare are o rată de progradare de 170 m/an. Debitul solid transportat de Volga este de 25 mln.t/an.

Se are în vedere creșterea debitului lichid al fluviului Volga în vederea folosirii sale în irigații și pentru redresarea nivelului Mării Caspice. În acest caz se preconizează transferul unui important volum de apă, de cca.40 km^3, din bazinele Peciora și Vicegda (afluent al Dvinei de Nord) prin intermediul afluentului Kama sau prin intermediul fluviului Ural.

Peciora are o lungime de 1.790 km, drenează un bazin de 327.000 km^2 și se varsă în Marea Barents. Debitul mediu multianual este de 4.100 m^3/s.

Dvina are o lungime de 1.310 km, drenează un bazin de 360.300 km^2 și debușează în Marea Albă. Debitul mediu multianual este de 3.500 m^3/s.

Ambele râuri prezintă un regim hidrologic cu ape mari de primăvară determinate de topirea zăpezilor.

Huan He (Fluviul Galben) izvorăște din Podișul Tibet, Masivul Bayan Hara (4.620m), are o lungime de 5.464 km, drenează un bazin hidrografic de 745.000 km^2 și se varsă în Golful Pohai (Bohaiwan).

În cursul superior primește o mulțime de afluenți dintre acre se remarcă Taohe și Huangshui. În cursul mijlociu, ocupat de deșerturile Gobi, Ordos și Podișul de Loess, primește puțini afluenți și pierde o parte din ape ca urmare a evaporației puternice. În cursul inferior traversează Marea Câmpie a Chinei unde, datorită imenselor cantități de aluviuni transportate în decursul unui an, albia s-a înălțat, față de suprafața topografică a câmpiei, cu 3-10m; ca urmare a acestui fenomen revărsările sunt catastrofale și pot provoca pagube imense. În urma unor asemene revărsări cursul fluviului s-a mutat cu 800 km. Într-o perioadă de 2.000 ani Huan He și-a schimbat gura de vărsare de 10 ori. Între 1194 și 1853 Huan He s-a vărsat la sud și mai apoi la nord de Shandong. În timpul conflictului armat dintre Japonia și China, din 1938, s-au rupt voit digurile albiei în dreptul orașului Zhengzhou, determinând revenirea fluviului în sectorul sudic, prin Lacul Hongze și râul Huai. Revenirea cursului pe actualul traseu s-a făcut în 1947.

Regimul de scurgere este influențat de topirea zăpezilor în sectorul superior tibetan și de căderea ploilor musonice în celelalte două sectoare. La Lanzhou, loc ce corespunde cu ieșirea din munți, prezintă un debit de 1.105 m^3/s, după trecerea Podișului de Loess se diminuează la 818 m^3/s, pentru ca la vărsare să prezinte 1.500 m^3/s. Trebuie remarcat faptul că valoarea debitului este foarte scăzută în comparație cu lungime și dimensiunea bazinului. Debitele maxime se

înregistrează în iulie-august (22.000 m^3/s), iar cele catastrofale pot avea valori de 30.000 m^3/s. În sectoarele înguste apele pot avea nivelul mai ridicat cu 10-20m, iar în cele joase, de câmpie, de 4-5m. Într-un interval de 2.500 ani s-au produs 1.593 inundații.

Primul loc îl deține Huan He la transportul de aluviuni: 1,1 mld.t./an (34-50 kg/m^3), adică 17% din totalul aluvionar transportat de râurile Terrei. 70% din această cantitate este transportată în intervalul iulie-septembrie. Ca urmare a bugetului aluvionar bogat delta fluviului are o rată de progradare de 290 m/an.

Pe cursul superior îngheață 3-4 luni, iar pe cel inferior 2-3 săptămâni. În 1953 s-a demarat planul de îndiguire pentru prevenirea inundațiilor. În acest scop s-au ridicat diguri cu lungimi totale de 5.000 km și înălțimi de 5-12m.

Terek izvorăşte de sub vârful Kazbek (5.047m) din Munții Caucaz, are o lungime de 623 km, drenează un bazin hidrografic de 43.200 km^2 și se varsă în Marea Caspică prin intermediul unei delte (9.000 km^2). Dintre afluenți se remarcă Malka pe stânga și Sunza pe dreapta.

Sursele de alimentare sunt în proporție de 70% din ghețari și topirea zăpezilor, restul revenind altor surse. Apele mari se produc în iulie-august, iar cele mici în februarie.

Debitul mediu la Vladikavkaz (530 km în amonte de gurile de vărsare) este de 34 m^3/s și la 16 km amonte de prima difluență a deltei de 305 m^3/s. Debitul solid este de 20-26 mln.t./an (400-500 g/m^3).

Tarim se formează din unirea, în dreptul localității Galdir Aral, a afluenților Yarkand și Ak Su, primul venind din Kuenlun și al doilea din Tianșan. Are o lungime de 2.030 km și drenează un bazin hidrografic de 951.500 km^2. Locul de vărsare este incert, râul sau albiile lui ajungând uneori până în depresiunea centrală lacustră, alteori se pierd în ochiurile de apă sau mlaștinile sărate care tapisează depresiunea. Lacul Lop Nor prezintă și el o poziție incertă în cadrul depresiunii, el purtând și denumirea de "lacul rătăcitor".

Tarimul și depresiunea Takla Makan (Lop Nor) se individualizează ca un bazin endoreic. Rețeaua hidrografică este dezorganizată. Albiile care ajung în lac poartă denumirea de "daria" ("râu mare").

Împreună cu Tarim mai ajunge distinct în depresiunea Lob Nor și Konchedaria (Konche Daria), iar în sud Kerchen.

Tarimul se alimentează prin intermediul topirii zăpezilor și al ploilor, la care se mai adaugă și topirea ghețarilor (la obârșie). Maximele se produc în mai-septembrie, ponderea cea mai mare o are afluentul Ak Su – 70-80% din volum. Debitul scade treptat ca urmare a evaporării intense și a infiltrațiilor în substratul nisipos, dar și a prelevării în irigații. La ape mici, debitul este de 75 m^3/s, debitul maxim fiind de 2.500 m^3/s. În perioadele secetoase poate seca complet.

Ottawa este afluentul principal al fluviului Sf.Laurențiu. Regimul hidrologic este asemănător cu cel al Volgăi: ape mari primăvara și un al doilea maxim toamna.

Nipru are o lungime de 2.285 km și un bazin hidrografic de 503.360 km^2. La Smolensk debitul mediu este de 97 m^3/s iar la vărsare de 1.670 m^3/s.

Regimul hidrologic prezintă ape mari între martie și iulie (debit maxim în mai) și ape minime vara. Un al doilea maxim, mai redus, apare în noiembrie și un al doilea minim se înregistrează în perioada decembrie-februarie.

Donul are o lungime de 1.967 km, drenează un bazin hidrografic de 422.000 km^2 și se varsă în Marea Azov. Debitul mediu la vărsare este de 900 m^3/s, iar cele cu caracter excepțional pot fi de 13.500 m^3/s și cele minime de 70 m^3/s.

Organismele hidrografice cu regim de alimentare pluvio-nivală

BCU CLUJ-NAPOCA LIBRARY

Sunt specifice Câmpiei Europei Centrale, bazinului inferior al Dunării şi bazinul fluviului Mississippi. Se alimentează în proporţie de 45-50% din ploi, iar restul prin intermediul zăpezilor şi-al apelor subterane. Apele mari au un maxim în aprilie şi minime vara.

În dreptul localităţii Podari, Jiul dispune de un debit cu valori de 165 m^3/s în aprilie şi de 31 m^3/s în octombrie.

În cadrul bazinelor cu lungimi şi suprafeţe mari, regimul de scurgere al apelor care se alimentează pluvio-nival se manifestă mult mai complex.

Mississippi izvorăşte din Lacul Cass (Omockos – Minnesota), are o lungime de 3.780 km sau 6.215 km de la izvoarele fluviului Mississippi, drenează un bazin hidrografic de 3.210.620 km^2 şi se varsă prin intermediul unei vaste delte (29.000 km^2) în Golful Mexic. Izvoarele fluviului Mississippi au fost precizate de Henry Rowe Schoolcraft în 1832, ca fiind Lacul Itaska sau Lacul Omockos, la o altitudine de numai 583m.

În cursul mijlociu şi inferior primeşte cei mai importanţi afluenţi: Missouri şi Arkansas pe dreapta; Ohio pe stânga (mai bogat în ape decât colectorul principal, contribuind cu 58% din volumul de apă).

În cursul superior are un regim de alimentare nivo-pluvial, cu două maxime în aprilie şi iunie. În dreptul oraşului Saint-Louis recepţionează apele fluviului Missouri (4.320 km, 1.370.000 km^2, 2.200 m^3/s). În acelaşi loc Mississippi deţine un debit mediu de 5.250 m^3/s. La Memphis, după primirea apelor fluviului Ohio (8.000 m^3/s) debitul fluviului Mississippi creşte la 14.000 m^3/s şi regimul hidrologic prezintă o singură maximă în aprilie şi o minimă în septembrie-octombrie. La Baton Rouge, înainte de debuşarea în Golful Mexic, deţine un debit mediu multianual de 18.000 m^3/s, cu maxime în aprilie (36.000 m^3/s) şi minime în septembrie (7.000-8.000 m^3) (Pardé, 1969). Debitele catastrofale variază între 50.000-80.000 m^3/s, iar cel minim între 3.000-5.000 m^3/s. Amplitudinea nivelului este de 7,2m la Saint Paul, 14,3m la Saint Louis, 18,3m la Cairo şi 5-6m la New Orleans.

Mississippi îngheaţă timp de 3-4 luni pe an în cursul superior. Navigaţia se desfăşoară între Saint Paul şi gurile de vărsare pe cca.3.000 km. Amenajarea fluviului s-a făcut în scopul apărării terenurilor împotriva inundaţiilor şi pentru transport.

Când se suprapun apele mari de pe Mississippi-Missouri, cu cele de pe Ohio, au loc inundaţii catastrofale ca cele din 1927, când au fost acoperite cu apă 5 mln.ha şi au fost distruse 200.000 case. Inundaţii catastrofale s-au mai produs şi în anii 1844, 1903, 1913, 1947, 1951, 1952, 1965, 1973 etc.

Tot în categoria fluviilor cu regim de alimentare pluvio-nival face parte şi Dunărea, numai că ea a fost tratată la un alt capitol.

Organismele hidrografice cu regim de alimentare pluvio-nival de nuanţă musonică

Sunt specifice regiunii Amur-Primorie.

Amurul ia naştere în urma confluenţei dintre râurile Silka şi Kerulen Argun, are o lungime de 2.846 km (sau 4.440 km de la izvoarele râului Argun) şi drenează un bazin hidrografic (împreună cu toţi afluenţii) de 1,84 mln.km^2. Bazinul hidrografic se împarte astfel: 995.000 km^2 în Federaţia Rusă, 815.000 km^2 în China şi 33.000 km^2 în Mongolia. Prin afluentul Argun (1.520 km), care izvorăşte din Munţii Hinganul Mare, îşi are izvoarele în China şi prin Silka, respectiv Onon (1.408 km) izvorăşte din Mongolia. Bazinul .Amurului prezintă 10.610 afluenţi şi 61.426 lacuri ce însumează o suprafaţă de 10.599 km^2. Se varsă prin intermediul unui estuar în Strâmtoarea Tătară (legătura dintre Marea Japoniei şi Marea Ohotsk).

Cei mai importanţi afluenţi sunt reprezentaţi de Zeia şi Bureia pe stânga, Sungari şi Ussuri pe dreapta.

Prezintă un regim hidrologic cu două maxime în iunie şi septembrie şi o singură minimă în februarie-martie. Debitul maxim din iunie are un caracter secundar şi este generat de topirea zăpezilor. Maxima principală din septembrie este rezultatul ploilor musonice. La Komsomolsk, între iunie şi septembrie, debitul este de 12.000-40.000 m^3/s. În martie se înregistrează cele mai reduse debite (coeficient de debit 0,1) ca urmare a înghețului care durează din noiembrie până în aprilie. Debitul mediu multianual este de 11.000 m^3/s. Variațiile de nivel sunt cuprinse între 10-15m pe cursul superior şi 6-7 m pe cel inferior.

La gura de vărsare mareea prezintă o amplitudine de 1,5-2,6m. Inundațiile se desfăşoară pe 1-25 km lățime timp de 70 zile. Debitul solid este de 41.000 t/24h. Prezintă o mare varietate de peşti (99 specii), din care se remarcă somonul, fiind, de fapt, cel mai important fluviu rusesc în această privință.

11.b.4.Regiunea aridă

Din această categorie fac parte deşerturile reci ale zonei temperate, unde variațiile de temperatură sunt mari, mai ales între anotimpuri: Karakum, Kîkîlkum, Muiunkum, Sary Işikotrau, Takla-Makan, Gobi, Ustiurt, Betpak-Dala, Tsaidam etc.

Rețeaua hidrografică este diversă şi prezintă o serie de regimuri de scurgere a apei: cursuri de apă cu caracter permanent ce se alimentează din ghețari şi zăpezi şi se varsă în lacuri dulci sau sărate (Amu Daria, Sîr Daria, Tarim, Ili etc.); cursuri de apă care se pierd în deşerturile nisipoase (Karakum, Murgab, Tedjen etc.); cursuri intermitente, cu scurgere doar în timpul ploilor puternice (Usboi etc.).

Amu Daria izvorăşte din ghețarii şi zăpezile Munților Pamir, are o lungime de 2.381 km, drenează un bazin hidrografic de 327.000 km^2 şi se varsă în Lacul Aral printr-o deltă de mari dimensiuni.

În Câmpia Turanului pierde o mare cantitate de apă ca urmare a evaporării foarte puternice. Are un debit mediu multianual de 1.970 m^3/s.

Sîr Daria izvorăşte din Munții Tianşan, are o lungime de 1.660 km, drenează un bazin hidrografic de 219.000 km^2 şi se varsă în Lacul Aral prin intermediul unei delte.

Debitele maxime sunt specifice lunilor mai-iunie (1.080 m^3/s) şi cele minime sezonului rece (76 m^3/s).

Apele ambelor râuri au fost preluate în sistemele de irigații şi nu mai ajung să se verse în lac, fapt pentru care nivelul Aralului a scăzut alarmant, reducând suprafața la jumătate.

11.b.5.Zona rece

Sunt caracteristice cursurile de apă din nord-estul Siberiei şi Canadei care, între noiembrie-aprilie, se află sub influența temperaturilor foarte coborâte.

Regimul de scurgere se înscrie în tipul nival pur de câmpie şi în cel pluvio-nival cu îngheț intens. Sistemele fluviale prezintă creşteri foarte importante de apă vara, cu maxime în august; vara se scurge 52% din volumul de apă, primăvara 29%, toamna 18% şi iarna doar 1%. În cursurile mijlocii şi inferioare apele îngheață complet şi râurile prezintă un debit nul (0 m^3/s.). Debitele mari din sezonul estival se datorează topirii ghețurilor şi a zăpezilor, dar şi ploilor de vară.

Scurgerea apei prezintă următoarele caracteristici (Pissart, 1977): topirea zăpezii se face în etape, progresiv, sub acțiunea radiației solare, unde aceasta este acoperită cu praf eolian chiar dacă temperatura este $<0^0C$; apa topită în prima fază se infiltrează în zăpadă şi se scurge la limita solului înghețat, după care are loc o scurgere pe zăpadă, formându-se chiar albii pe acest strat care noaptea îngheață; când apa ajunge în albia adevărată este încărcată cu zăpadă şi se

deplasează încet; ca urmare a scurgerilor subnivale apa se încarcă cu aluviuni, fapt ce determină un grad mai mare de turbiditate, comparativ cu râurile de la latitudini medii.

Iana are o lungime de 879 km şi drenează un bazin hidrografic de 244.700 km^2.

Indighirka se formează din unirea râurilor Tarîn Iuriah şi Halkan, care izvorăsc de pe versanţii nordici ai Munţilor Halkansk. Are o lungime de 1.790 km, o suprafaţă a bazinului hidrografic de 360.400 km^2 şi se varsă în Marea Siberiei de Est printr-o vastă suprafaţă deltaică.

Dintre afluenţi se remarcă Seleniah, Uiandina pe stânga şi Bediarih pe dreapta.

Cea mai importantă scurgere se produce vara (52%) şi cea mai redusă iarna (1%). Fluviul îngheaţă total din octombrie până în iunie.

La Usti Nera debitul mediu este de 428 m^3/s, iar cel maxim de 10.600 m^3/s; la Voronţov, în apropierea gurilor de vărsare, debitul mediu este de 1.570 m^3/s, iar cel maxim de 11.500 m^3/s. Cu toate că debitul lichid este ridicat, cantitatea de aluviuni transportată de Indighirka este redusă deoarece solul din cadrul bazinului hidrografic este îngheţat şi rocile din zona montană, bine împădurită, sunt dure. Se transportă anual cca.13,7 mln.t material solid. Trebuie remarcat faptul că amplitudinea de variaţie a nivelului este foarte ridicată: 7-11m.

Navigaţia este limitată la 3-4 luni pe an din cauza îngheţului.

Kolâma are o lungime de 2.600 km şi drenează un bazin hidrografic de 644.100 km^2.

Anadâr are o lungime de 897 km şi o suprafaţă a bazinului hidrografic de 81.600 km^2.

Tipul scurgerii şi variabilitatea debitelor

Modalitatea variaţiei debitului într-un an banal, şi de la un an la altul, constituie o ultimă caracteristică a fiecărui regim hidrologic.

Un regim este *ponderat* când ecarturile sunt slabe:
- între debitele extreme;
- între DC 10 şi DC 355;
- între DC 1 şi DC 364;
- între DC 0,1 şi DC 364,9;
- dacă nu este considerat excesiv.

Un regim este *regulat* când prezintă acelaşi retur periodic, ciclic pentru aceleaşi caractere ale etiajului, apelor mari, inundaţii etc. Sezoanele hidrologice revin regulat în fiecare an, aproape la aceleaşi date. Dacă nu se îndeplinesc aceste caracteristici regimul este neregulat. Exemplu:

- cursurile de apă glaciare sunt regulate, dar excesive;
- cursurile de apă mediteraneene sunt neregulate şi excesive;
- cursurile de apă din câmpiile nivale sunt regulate şi excesive;

Ponderarea se poate exprima prin calculul raporturilor:
- raportul DC 10/DC 355, pentru Rhin în 1959 este 3,7;
  pentru Rhin 1870-1959 este 5,2;
- raportul DC 1/DC 364 pentru Ubaye 1959 este 16;
- raportul DC 0,1/DC 364,9;
- raportul $Q_{max.max.}/Q_{min.min.}$ (maxim maximorum/minim minimorum),
  pentru Ardeche la Vallon 7.500/2,5 = 3.000 (excesiv);
  pentru Loire la Roanne 9.000/35 = 260;
  pentru Seine la Paris 2.500/14 = 180 (ponderat);
  pentru Rhône la Lyon 7.000/150 = 47;
  pentru Rhin la Rheinfelden 3.000/272 = 11;
  pentru Congo (Zair) 65.000/24.000 = 2,7 (ultra ponderat).

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL VI LIMNOLOGIE

Motto:

"...Au fost chiar mulţi oameni care s-au înecat într-o oglindă...".

Ramon Gomez de la Serna, Gustav cel năstruşnic

A.Caracterele generale ale lacurilor

1.Concepţie şi definiţie

Limnologia este ştiinţa care studiază lacurile şi toate celelalte ape stătătoare (naturale sau artificiale), inclusiv fenomenele hidrologice, de natură fizică sau chimică, în relaţie cu mediul înconjurător (chimismul, termica, dinamica, capacitatea de dezvoltare a asociaţiilor floristice şi faunistice etc.), precum şi valorificarea lor de către om.

Cuvântul limnologie îşi are rădăcina în grecescul *limne* = lac. În categoria formaţiunilor lacustre se încadrează lacurile, bălţile şi mlaştinile. Mai nou, în această accepţiune, pot intra şi zonele umede.

Prin obiectul ei de studiu limnologia este o disciplină de graniţă între geografie şi biologie. Ea aparţine *geografiei* prin faptul că studiază depresiunea şi modul ei de formare, studiază apa cu toate caracteristicile ei (fizice, chimice, dinamică), adică biotopul, această subramură purtând denumirea de *limnologie fizică*. Aparţine *biologiei* deoarece se ocupă cu studierea florei şi faunei din apele stătătoare (biohidrocenoza), această ramură numindu-se şi *limnologie biologică*. Deoarece biotopul şi biohidrocenoza dintr-un lac alcătuiesc un întreg, apele stătătoare, în general, reprezintă cele mai tipice sisteme din natură care pot fi numite şi limnosisteme (Hutchinson, 1957; Dussart, 1966, 1992; Gâştescu, 1979).

"Lacurile, de altfel, formează sisteme mai mult sau mai puţin închise aşa încât ele prezintă o serie întreagă de medii ecologice care permit o abordare, pe bază de comparaţie reală, a mecanismului naturii" (Hutchinson, 1957). Biologul american Forbes (1887) compară lacul cu un microcosmos şi de aici importanţa studierii lacurilor pentru descifrarea evoluţiei geografice a regiunii respective.

Într-o viziune mai cuprinzătoare limnologia este "ştiinţa interdisciplinară care studiază bazinele de apă cu schimb lent – naturale sau artificiale -, sub aspect istoric, adică dinamic în timp şi zonal ca spaţiu, procesele actuale fizice şi biotice, pe baza transformării energiei şi substanţei ce are loc în masa de apă, legităţile evoluţiei şi răspândirii geografice, resursele lor naturale şi posibilităţile de folosire de către societatea omenească" (Gâştescu, 1971).

2.Istoricul limnologiei

Fondatorul limnologiei este considerat a fi medicul şi naturalistul elveţian François A. Forel (1841-1912), profesor la Universitatea din Lausanne (Elveţia). Primele sale studii au fost "Instrucţiuni asupra studierii faunei de adâncime din Léman" (1869). Lucrarea de fundamentare a limnologiei este reprezentată de "Le Léman: Monographie limnologique", Lausanne, 1892, 1895, 1904 (3 volume).

Murray J. (1910) introduce metodologia de studiu proprie oceanografiei şi hidrologiei în cercetările sale exhaustive asupra lacurilor din Scoţia.

Halbfass W. (1923) a publicat tratatul de "Geografia, fizica şi chimia lacurilor" (Berlin), bază a limnologiei moderne.

În vederea unei organizări judicioase a luat fiinţă, la iniţiativa lui Thieneman August şi Nauman Einar, prin adeziunea a 103 specialişti din diferite ţări, la 1 ianuarie 1922, în Kiel

BCU "I. Hasdeu" CLUJ-NAPOCA LIBRARY

(Germania), Societatea Internațională de Limnologie (S.I.L. – Societas Internationalis Limnologiae).

Primele observații sistematice asupra unor lacuri din țara noastră au început cu adevărat abia după anul 1950. Pentru acest început cu caracter organizat s-au evidențiat următorii geografi: Vîlsan G., Brătescu C., Martonne Emm. de., Morariu T., Coteț P., Mihăilescu V. etc.; geologi: Munteanu-Murgoci Gh., Mrazec L., Maxim I. etc.; biologi: Antipa Gr., Borcea I., Lepşi I., Antonescu C.S. etc.; chimişti: Poni P., Petreanu P. etc.

Printre cele mai importante lucrări de limnologie, cu caracter geografic, adevărate monografii regionale, se pot cita: "Câteva aspecte privind bilanțul hidrologic al lacurilor din Câmpia Moldovei" (Schram Maria, 1968), "Lacurile dulci din Câmpia Transilvaniei" (Săndulache, 1970), "Lacurile din România" (Gâştescu, 1971), "Lacurile glaciare din Carpații Meridionali" (Pişota, 1971), "Lacurile de pe litoralul românesc al Mării Negre" (Breier, 1978) etc.

3.Definirea termenilor de lac şi baltă

Lacul este "o masă de apă stătătoare, într-o adâncitură a feței pământului, care nu este în directă legătură cu marea" (Forel, 1892).

Termenul de lac se poate da "tuturor depresiunilor naturale sau artificiale ce conțin apă şi care au o viață proprie, o anumită autonomie" (Dussart, 1966,1992).

Una din cele mai simple definiții date lacului spune că acesta este "o întindere apreciabilă de apă de suprafață în interiorul uscatului" (International Glossary of Hydrology, 1992). Totodată lacul este "o întindere de apă dulce sau sărată ce ocupă o depresiune închisă situată la suprafața unui continent" (Dictionnaire Encyclopédique Alpha, 1983).

În definirea noțiunii de lac criteriul de bază trebuie să-l constituie cuveta şi masa de apă care sunt inseparabile, pe de o parte, şi caracteristica hidrică de apă relativ stagnantă, pe de altă parte; prin urmare "lacul este volumul de apă relativ stagnant, cantonat într-o depresiune de pe suprafața uscatului şi care nu are legătură directă cu Oceanul Planetar" (Gâştescu, 1971). Conform definiției date rezultă că în categoria lacurilor se includ bazinele naturale şi cele artificiale (Bratsk, Assouan, Porțile de Fier I şi II etc.), de la suprafețele de apă de ordinul a mii de metri pătrați, la cele de ordinul a mii de kilometri pătrați (Marea Caspică, Aral, Baikal, Victoria etc.) care se găsesc la diferite niveluri față de Oceanul Planetar, fie deasupra, fie dedesubt (Marea Moartă, Lacul Tiberiadei etc.), de la adâncimi mici de ordinul zecilor de metri până la cele de ordinul a mii de metri (Baikal, Tanganyika, Malawi etc.), indiferent dacă au vegetație emersă sau submersă, fund productiv sau neproductiv, dacă sunt sărate (Marea Moartă, Marea Caspică, Techirghiol, Ursu etc.), salmastre (complexul lagunar Razim-Sinoie) sau dulci, dacă au caracter permanent sau temporar etc. Pentru această definire interesează forma depresiunilor în care este cantonată apa (circulară, ovală, alungită, digitală etc.), caracteristica de bază fiind aceea a schimbului lent de apă cu mediul înconjurător care atrage după sine o serie de particularități ale regimului hidric, termic, hidrochimic, ale biocenozelor proprii numai lacurilor etc.

Din multitudinea definițiilor date până în prezent nu se face o distincție foarte clară între lac, baltă şi iaz; tranziția acestor categorii lacustre nu este pe deplin clarificată. Numai mărimea nu poate fi un criteriu de bază, o baltă putând fi mult mai mare decât un lac de mici dimensiuni. Se mai utilizează ca indice de separare a acestora şi adâncimea, care prin indicii fizico-geografici permite definirea limitelor de încadrare.

Într-o manieră generală s-a convenit (Imboden, 1976) că un *lac* prezintă, pe lângă zona litorală şi o zonă de adâncime lipsită de lumină unde fundul este denudat de vegetație; apa sa este

adesea stagnantă deoarece curenții se manifestă mai ales când deține afluenți sau emisari importanți. La definiția de față s-au raliat și unii autori români (Antonescu, 1963) care afirmă: "Numim lac o apă stagnantă care este atât de întinsă și adâncă, încât putem deosebi în ea două zone: 1) o zonă de mal (litoral) acoperită cu vegetație acvatică emersă și submersă, deci cu fundul productiv și 2) o zonă adâncă (profundal), obscură, lipsită de plante și acoperită, pe fundul neproductiv, cu mâl fin de structură uniformă", "după această definiție limnologică, România are foarte puține lacuri, în înțelesul de mai sus, ar fi: Snagovul (adânc de 11m) și unele tăuri din Carpați (Zănoaga, Bucura, Galeșul, primul adânc de 27m), Lacul Roșu și marele lac de la Bicaz (cca.93m). În schimb, țara noastră are foarte multe luciuri de apă stătătoare, unele foarte întinse, dar așa de puțin adânci încât vegetația se poate fixa pe orice parte a fundului lor. Aceste ape se numesc bălți pe alocuri iezere și ghioluri".

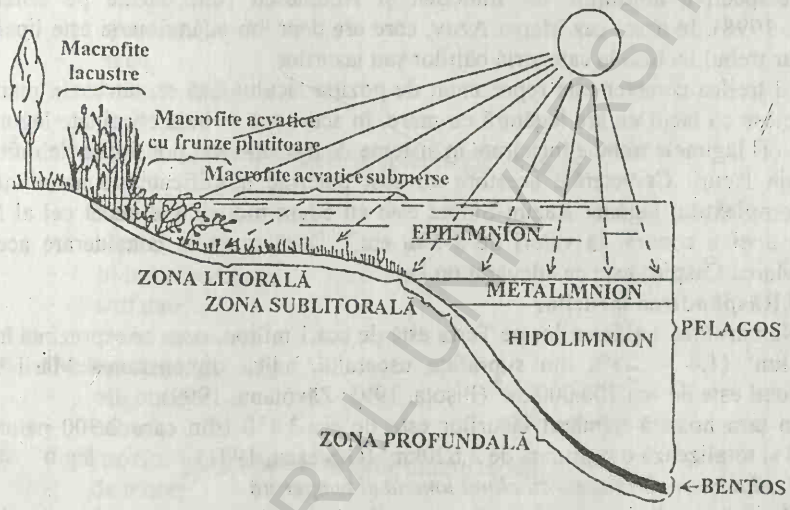


Fig.100 Zonalitatea mediului lacustru

Pentru *iazuri* adâncimea nu depășește niciodată 3m și acestea pot fi colonizate de plantele acvatice pe toată întinderea fundurilor sale care nu primesc căldură solară; apele stagnante, datorită volumului și întinderilor mici, sunt sensibile la variațiile influențelor externe. Dacă aceste acumulări sunt artificiale, adică reținute de un dig, sistemul trebuie prevăzut cu un dispozitiv pentru reglarea nivelului. În literatura geografică românească prin iaz se înțelege, de cele mai multe ori, un lac artificial. *Balta* este o întindere mică de apă, de obicei cu adâncimi ce rar depășesc 80cm, unde toate stratele de apă suportă acțiunea Soarelui; în acest caz există variații termice cotidiene. Suprafețele de apă cu cele mai mici dimensiuni poartă denumirea de *băltoace*, care de cele mai multe ori dispar în anotimpul secetos. Pentru țara noastră termenul de baltă este bine a fi utilizat în accepțiunea largă, populară, doar pentru suprafețele de apă din luncile inundabile; în acest caz nu este vorba de un anume lac, ci de o regiune geografică, o unitate naturală cu mai multe elemente: de relief, hidrografie, vegetație, faună, utilizare economică etc. El poate avea două sensuri: toponim consacrat luncilor inundabile (Lunca Dunării, Siretului etc.); cel de-al doilea trebuie restrâns la lacurile de luncă, ca tip genetic nu și ca

fază de evoluție (în acest caz are circulație restrânsă). Emm. de Martonne (1902) amintește că "La Călărași începe ceea ce poporul numește propriu-zis Balta".

"Balta este numele sub care poporul român (cel riveran Dunării, dar și păstorii ardeleni care-și iernau de secole turmele în ea) denumește lunca Dunării, adică acea unitate geografică naturală a teritoriului țării... unitate naturală care a avut ceva în ea din rolul Carpaților în aceeași istorie" (Conea, 1965).

Din definițiile date lacurilor, în special, și apelor stătătoare, în general, se pot trage mai multe concluzii.

Cel mai important caracter este cel *stagnant* al apei, care și el are caracteristica relativității. Reprezintă deosebirea esențială față de apele curgătoare.

Cel de-al doilea caracter este reprezentat de *dimensiuni* (suprafață și adâncime). Din această perspectivă definițiile lui Imboden și Antonescu sunt bazate pe criterii biologice (Gâștescu, 1998). În acest caz Marea Azov, care are doar 9m adâncime și este lipsită de o zonă profundă ar trebui inclusă la categoria bălților sau iazurilor.

Al treilea caracter este reprezentat de poziția lacului față de un bazin marin. Dacă din definiții reiese că lacul nu are legătură cu mare, în acest caz trebuie eliminate lagunele. De cele mai multe ori lagunele trebuie încadrate în sisteme de tranziție sau pot fi clar delimitate și trecute la categoria lacuri. Caracterele acestora au fost puternic modificate de activitățile antropice (nivelul complexului lagunar Razim-Sinoie este cu 50cm mai ridicat decât cel al Mării Negre, salinitatea apei a coborât la valori de 2-5‰ etc.). Dacă se ia în considerare acest din urmă caracter, Marea Caspică este cu adevărat un lac.

4.Răspândirea lacurilor

Numărul total al lacurilor pe Terra este de cca.1 milion, ceea ce reprezintă între 2,1 – 2,7 milioane km^2 (1,4 – 1,8% din suprafața uscatului, adică dimensiunea Mării Mediterane). Volumul total este de cca.700.000km^3 (Pișota, 1995; Zăvoianu, 1999).

În țara noastră numărul lacurilor este de cca.3.450 (din care 2.300 naturale și 1.150 artificiale) și totalizează o suprafață de 2.620km^2 (Gâștescu, 1971).

4.a.Lacurile din zonele cu climă umedă și temperată

Dețin un volum mare de apă, sunt cele mai numeroase, au un regim de alimentare pluvială, pluvio-nivală, nivo-pluvială sau nivală.

Cele mai multe dintre ele devin dulci și prezintă scurgere de suprafață. Formează categoria de *lacuri cu scurgere* deoarece au legătură cu Oceanul Planetar (ex: Onega, Ladoga, Baikal, Biwa, Tanganyika, Victoria, Huron, Ontario, Titicaca, Balaton, Zănoaga etc.).

4.b.Lacurile din zonele aride și uscate

Nu sunt numeroase și sunt lipsite de scurgere. Au un volum mic de apă, de cele mai multe ori sunt sărate și prezintă un regim de alimentare pluvială sau pluvio-nivală. Nu au legătură cu Oceanul Planetar și formează categoria de *lacuri fără scurgere.*

Pe teritoriul Africii poartă denumirea de șoturi (chott) (lacuri sărate sau sebkha de mari dimensiuni), sebkhaouri (sebka) (depresiuni saline aride cu repartiție în Africa de Nord și Arabia; din punct de vedere geologic reprezintă un zăcământ de gisp și anhidrit amestecat cu nisip și mâl), sahrezuri sau panuri (ex: Ciad, el Hodna, Chott el Jerid, Marea Moartă, Aral, Caspica etc.).

5. Tipurile de lacuri

Încă de la primele lucrări cu caracter hidrologic, în general, și limnologic, în special, s-au încercat diferite categorisiri ale lacurilor în funcție de caracteristicile dominante.

Cele mai cunoscute clasificări sunt:

a. după originea cuvetei lacustre:

- rezultate din acțiunea factorilor interni (tectonice, vulcanice);
- rezultate din acțiunea factorilor externi (din acțiunea apelor curgătoare, din acțiunea de dizolvare a apei, glaciare, de depresiuni eoliene, de la țărmul mărilor și oceanelor etc.).

b. după regimul hidric:
- permanente;
- temporare;
- cu scurgere;
- fără scurgere (închise).

c. după regimul termic:
- polare;
- temperate;
- tropicale;
- reci;
- mezotermale;
- termale.

d. după gradul de mineralizare și compoziția chimică:
- dulci;
- salmastre;
- sărate;
- hidrocarbonatate;
- sulfatate;
- clorurate.

e. după potențialul trofic:
- oligotrofe;
- eutrofe.

f. după poziția geografică în diferite unități de relief:
- de munte;
- de podiș;
- de câmpie;
- litorale etc.

g. după natura lor:
- naturale;
- antropice (artificiale).

Pentru lacurile artificiale (antropice) se consideră drept criterii de clasificare următoarele caracteristici:

- scopul (hidroenergetic, alimentare cu apă potabilă sau industrială, irigații, piscicultură, agrement, balneoterapeutic, decantarea reziduurilor, flotarea minereurilor etc.);

- dimensiunea (volumul de apă acumulat).

5.a.După originea cuvetei lacustre

Clasificarea de față este specifică geografiei și geologiei.

Cele mai multe clasificări de acest gen au la bază lucrările elaborate de Penck A. (1882), Richtofen von (1886), Davis W.M. (1887), Russell I.C. (1895), Supan A.G. (1896), Delebecque A. (1898), Geikie J. (1905), Martonne Emm. de (1909), Collet L. (1925), Mehedinți S. (1930), Hutchinson E. (1957), Bogosloski B. (1960), Dussart B. (1966,1992), Gâștescu P. (1971), Guilcher A. (1979), Pișota I. (1983) etc.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

La început, geomorfologii au luat în considerare factorii constructivi, distructivi şi obstructivi. Un element demn de luat în calcul îl reprezintă timpul (Davis, 1887); prin urmare, lacul nu poate fi permanent, el apare, se dezvoltă şi dispare.

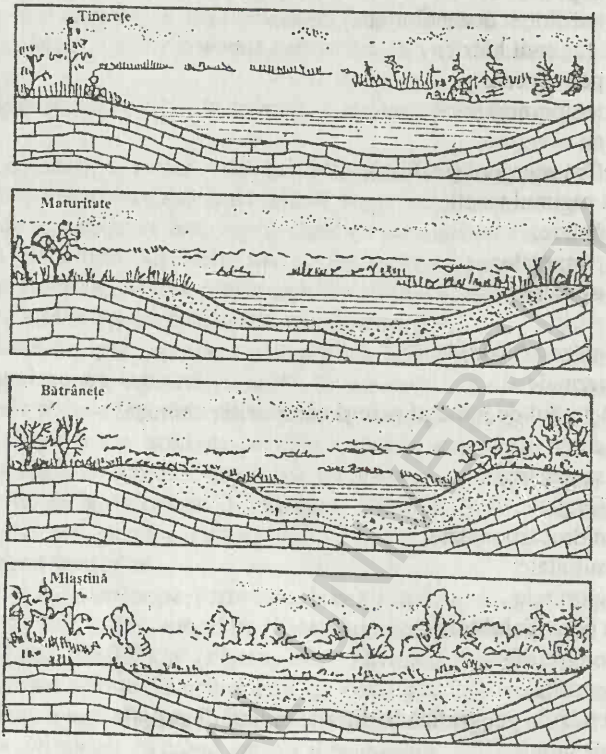


Fig.101 Evoluţia cuvetelor lacustre

Cea mai completă clasificare, după originea cuvetei lacustre, este efectuată de Hutchinson (1957). Autorul ajunge să stabilească 75 de tipuri genetice de cuvete, cuprinse în 11 grupe de procese naturale.

5.a.1.Lacuri rezultate din acţiunea factorilor interni

1 5.a.1.1.Lacuri tectonice

- *Lacuri relicte*, adică lacurile izolate de mare în urma unor mişcări epirogenetice pozitive.

Procesul de naştere este foarte vechi şi în acelaşi timp foarte complicat. Evoluţia bazinelor marine şi a continentelor, sub impactul forţelor interne ale Pământului şi cele cosmice, a creat condiţii de scoatere a unor porţiuni din domeniul marin şi transformarea lor în uscaturi sau bazine lacustre.

Un exemplu elocvent, în această privinţă, îl reprezintă fosta Mare Sarmatică care, începând din Pliocen, a fost izolată de celelalte mări fragmentându-se şi determinând apariţia lacurilor Vienei, Panonic, Pontic, Aral şi Caspic; din acest şirag de lacuri, unele s-au scurs prin captare (ex: Viena, Panonic), altele au intrat în legătură cu Oceanul Planetar (ex: Pontic), iar

BCU "I. C. Brătianu" LIBRARY

altele au rămas izolate, fiind astăzi, vaste întinderi lacustre (Caspica, Aral). Cauza fragmentării Mării Sarmatice o constituie formarea lanțului muntos alpino-carpato-caucaziano-himalaian.

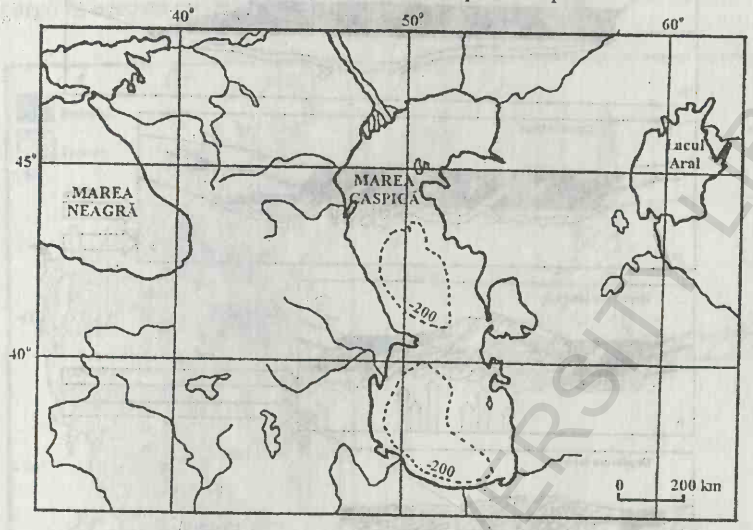


Fig.102 Poziția geografică a Mării Caspice

Tot în această categorie se încadrau și Marea Baltică, lacul cuaternar din Câmpia Română, șiragul de lacuri intramontane Bilbor, Borsec, Gheorgheni, Ciuc, Bârsei etc. În S.U.A. se dau ca exemple lacurile din Peninsula Florida, dintre care cel mai important este Okeechobee (1.840km^2), care are o adâncime de numai 4m (Hobbs, 1912). Aceste lacuri au reprezentat cândva un fund de mare ce s-a ridicat continuu.

Cel mai recent paleolac existent pe teritoriul țării noastre a fost cel care ocupa actualul areal al Câmpiei Române și a cărui apă s-a scurs spre mijlocul Cuaternarului, prin nordul Dobrogei, în actualul bazin al Mării Negre.

- Lacuri rezultate în urma mișcărilor seismice

Se formează în urma mișcărilor seismice care produc tasări sau scufundări în scoarța terestră. Depresiunile în cauză sunt umplute ulterior cu apă. Astfel de lacuri au apărut în Japonia (1690), multe din ele secate ulterior, sau în Columbia secolului al XVIII-lea, unde s-au format 215 lacuri. În S.U.A. a apărut lacul Reelfoot pe teritoriul statelor Tennessee, Missouri și Arkansas (ca urmare a cutremurului din 1811 care a barat cursul fluviului Mississippi prin intermediul unor roci dure).

- Lacuri situate în bazine sinclinale

Bazinele sinclinale reprezintă depresiunile ideale de apariție a lacurilor. Multe suprafețe lacustre s-au format în structura jurasiană (Munții Jura), unde se remarcă Lac de Joux, sau în masivul Säntis (Elveția) cu lacul Fählen.

- Lacuri situate în bazine intramontane

Podișul Altiplano din Cordiliera Andină a Americii de Sud a creat condiții apariției în Pleistocen a imensului lac de altitudine Ballivian, din care astăzi a mai rămas lacul Titicaca (cel mai întins lac de altitudine, cu 8.110km^2 și o adâncime maximă de 230m). În condiții asemănătoare s-a format și lacul Sulawesi.

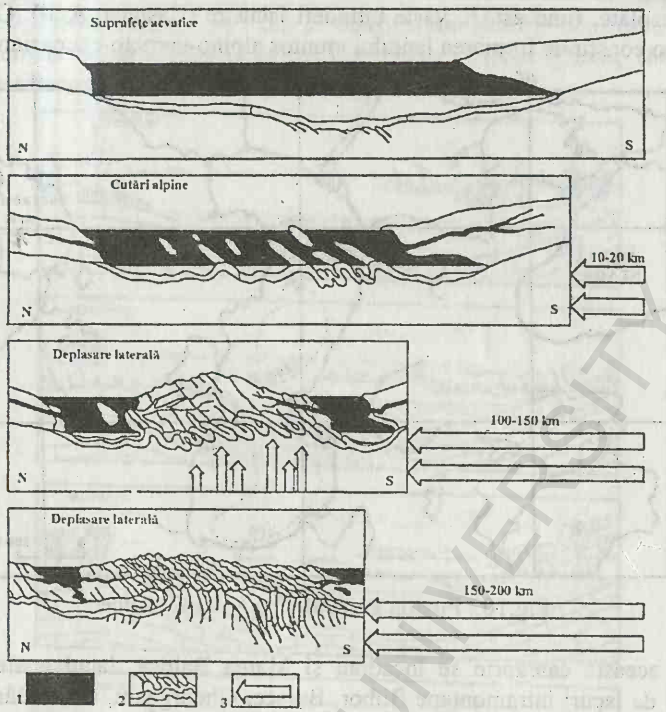


Fig.103 Formarea lacurilor jurasiene: 1-suprafețe acvatice; 2-cutări alpine; 3-deplasare laterală

- *Lacuri situate în regiuni faliate*

a. *Lacuri situate pe falii simple*

Sunt rare şi răspândite în Sierra Nevada şi Marele Bazin din vestul Americii de Nord (Albert, Winnemucca, Walker), Finlanda.

b. *Lacuri de graben*

Principala caracteristică a lacurilor de graben este adâncimea mare şi forma alungită. Versanții bazinelor lacustre sunt abrupți, uneori până la verticală (Tanganyika, Malawi, Baikal etc.).

Regiunea Marelui Bazin (S.U.A.), puternic tectonizată, cuprinde o succesiune de compartimente, dintre care două sunt mai importante: Marele Bazin propriu-zis şi Marele Lac Sărat (Utah), un rest al lacului pleistocen Bonneville.

În Europa sunt lacuri de acest gen în Peninsula Balcanică: Ohrid (la numai 300m de mal se găseşte o adâncime de 230m) şi Prespa.

În Asia sunt lacuri de graben în Peninsula Anatoliei (Turcia), Munții Asiei Centrale (Balhaş, Isâk-Kul – 702m adâncime, 6.200km^2), Podişul Tibet (Pang-gong-Tso) etc. Cel mai tipic şi mai mare lac tectonic este Baikalul, cu o suprafață de 31.500km^2, 636km lungime, 79,4 km lățime maximă, 48 km lățime medie şi o adâncime de 1.637m (730m adâncimea medie). Bazinul hidrografic are o suprafață de 557.000 km^2 şi un volum mediu de 23 milioane m^3 (20% din resursele mondiale de apă dulce). Primeşte peste 360 cursuri de apă care au trebuit să curgă 400

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ani pentru a-l umple. Pentru a egala debitul total de apă din Baikal toate fluviile de pe Terra ar trebui să se scurgă în această cuvetă timp de un an (Sergued'ev, 1989).

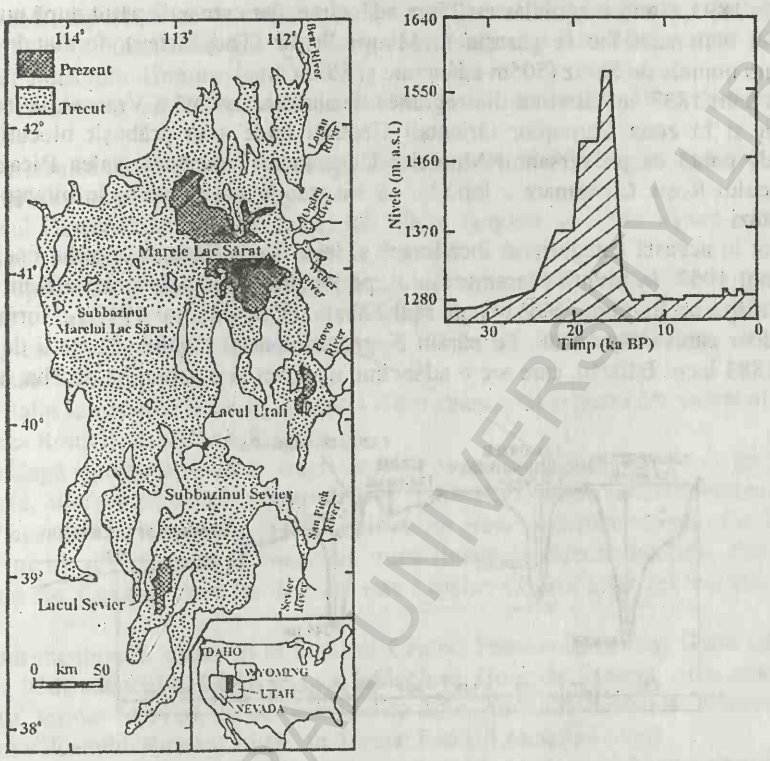


Fig.104 Extensiunea maximă a paleolacului Bonneville
după Benson, Thompson, 1987; Spencer et al., 1984

În Insula Sulawesi există lacul Matana şi în Australia lacul Torrens.

Trăsătura principală a grabenelor din Africa este aceea că alcătuiesc un adevărat sistem care începe din Orientul Apropiat (Alep) şi se termină pe ţărmul Oceanului Indian (la sud de gura fluviului Zambezi). Cele mai importante lacuri sunt: Marea Moartă (398m adâncime, 1.000km^2), Tanganyika (1.435m adâncime, 34.000km^2), Victoria, Albert, Edward, Kiwu, Rukuwa, Malawi (Nyasa) (706m adâncime, 30.500km^2) etc.

Ca urmare a factorilor diverşi care au acţionat după apariţia cuvetelor, unele lacuri pot fi încadrate la mai multe categorii: *tectono-glaciare* (Ladoga - 225m adâncime, 18.400km^2, Onega – 124m adâncime, 9.900km^2, Vänern – 89m adâncime, 5.546km^2 din Eurasia; Marile Lacuri Nord-Americane cu următoarele adâncimi: Superior – 406,3m; Michigan – 281,9m; Huron – 229,2m; Erie – 174,1m; Ontario – 245,1m); *tectono-vulcanice* (Tahoe – 501m adâncime, 499km^2, Kiwu – 480m adâncime, 2.650km^2); *tectono-carstice* (Ohrid – 285m adâncime, 348km^2).

- Lacuri formate prin baraj natural în urma prăbuşirilor cauzate de cutremure sau de alunecări de teren

BCU BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

Sunt răspândite cu precădere în regiunile montane. O parte din masivul Nanga Parbat (Himalaia) s-a prăbuşit în anul 1840 în valea Indusului, în spatele său formându-se un lac de 64km lungime şi 300m adâncime. Lacul a rezistat până în anul 1841. Pe cursul superior al Gangelui, în 1893, s-a format un lac cu 250m adâncime, dar care a dispărut după numai 8 luni.

Cel mai mare lac se găseşte în Munţii Pamir (Tadjikistan), format în 1911 şi este cunoscut sub numele de Sarez (505m adâncime şi 88km^2).

În anul 1837 un cutremur din regiunea de slabă rezistenţă a Vrancei, la mare adâncime, s-a resimţit şi în zona Carpaţilor Orientali Centrali unde s-au prăbuşit blocuri de calcar şi materiale de pantă de pe versantul Muntelui Ucigaşu care au barat valea Bicazului ce a dat naştere Lacului Roşu. Ca urmare a faptului că s-a stabilit un echilibru în bilanţul hidric, lacul există şi astăzi.

Tot în această categorie se încadrează şi lacul Betiş, format în urma unei alunecări de teren, în anul 1957, în Munţii Maramureşului, pe pârâul cu acelaşi nume, afluent al Vaserului; astăzi este dispărut. În munţii Vrancei, pe râul Zăbala, în vara anului 1977 s-a format un lac care a rezistat doar câteva săptămâni. Pe pârâul Negru, afluent al Uzului (Carpaţii de Curbură) s-a format în 1883 lacul Bălătău, care are o adâncime de 3,5m şi o suprafaţă de 7ha; astăzi puternic colmatat.

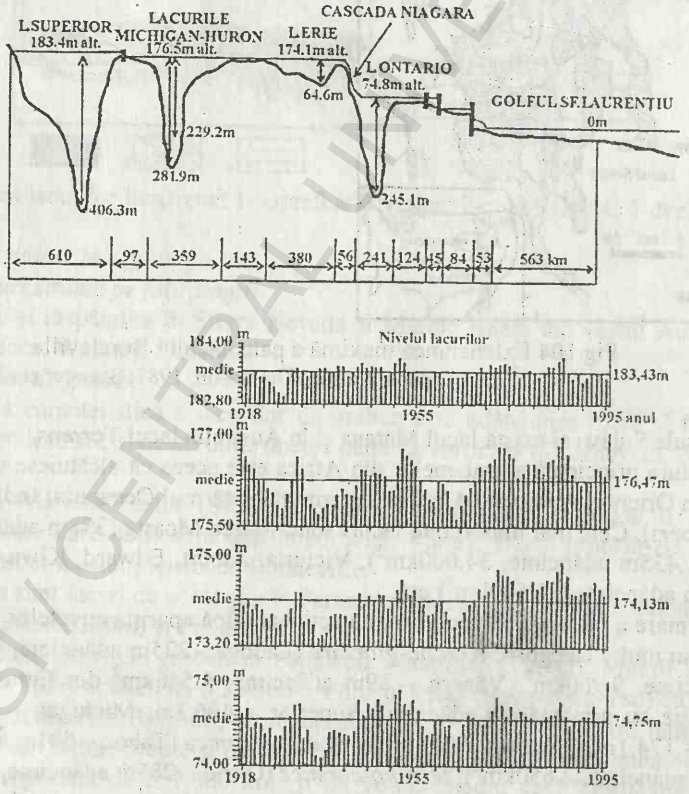


Fig.105 Complexul lacustru Marile Lacuri (America de Nord): a-adâncimea medie şi suprafaţa între 1918-1995; b-hidrografele anuale pentru fiecare lac în perioada 1918-1995

5.a.1.2. Lacuri vulcanice

În regiunile vulcanice se găsesc atât lacuri situate în conuri vulcanice simple, cât şi în caldeire.

Cel mai important lac de caldeiră este Crater (vestul Marelui Bazin – statul Oregon din S.U.A.), cu 55km^2 şi 608m adâncime. Un lac de 7km lungime şi 2km lăţime ocupă partea de sud-est a caldeirei vulcanului Gunung-batur (Bali).

În Franţa sunt cunoscute următoarele lacuri: Codivelle d'en Haut, Serviere, Gour de Tayzant etc.

Apa lacului din vulcanul Kelud are un volum de 38-40m^3, este încălzită şi expulzată afară ca urmare a erupţiilor scurte şi explozive.

Lacul Kawah-Idjen (insula Jawa) are 900m lungime şi 520m lăţime, o adâncime de 250m, 0,46km^2, o temperatură de 96°C la fund şi un pH de 0,7.

În Japonia se găsesc peste 600 de lacuri vulcanice: Aso, supranumit şi "vulcanul celor 100 de sate", Tazawa (Honshu), cu o suprafaţă de 25,65km^2 şi 425m adâncime, Mashu (Hokkaido), cu 19,77km^2 şi 211,5m adâncime, Toya, cu 190m adâncime, 69,6km^2, Akan (Hokkaido) sau "lacul fericirii" etc.

În Italia se remarcă lacurile: Albano (170m adâncime) şi Nemi din vulcanul Cavo (989m alt. – regiunea Romei), Bracciano, Bolsena etc.

Pe lângă cele două tipuri de lacuri amintite se mai adaugă şi lacurile de tip maar, cele de baraj vulcanic, din neregularităţile pânzei de lavă şi din depresiunile vulcano-tectonice.

- *Lacurile din "craterele de explozie" de tip maar*, specifice regiunii Eifel (Germania), cu zeci de metri adâncime, suprafeţe mici, sunt situate la diferite înălţimi, dar fără să aibă legătură între ele. Cel mai mare lac de maar este Laacher (3,2km^2), iar cel mai adânc Pulver, cu 74m.

Sunt menţionate maare şi în Masivul Central Francez: Issareles, 108m adâncime, 0,92 km^2; Pavin, 92m adâncime; Chauvet, 63m adâncime; Gour de Tazanat, 66m adâncime etc. În Islanda: Viti, format în 1724, cu un diametru de 3,5m. În Noua Zeelandă: Tiktapu, Pupuke. În Africa: jurul vulcanului Ruwenzori etc. În Turcia: Podişul Anatoliei (Agi).

- *Lacurile de baraj vulcanic* se realizează prin bararea unor văi ca urmare a scurgerii de lavă sau chiar de material piroclastic aruncat de vulcan (ex: Kiwu, situat pe rama vestică a grabenului African; Chambon şi d'Aydat din Masivul Central Francez; Snag şi Butte din California; Penke şi Panke din Japonia (Parcul Akan); Omapere şi Rotoaria din Noua Zeelandă; Lanao din Mindanao (Filipine); Nicaragua (America Centrală); Vico din Italia etc.

- *Lacurile situate în neregularităţile pânzei de lavă* sunt întinse ca suprafaţă şi puţin adânci (ex: Myvatn din Islanda cu 27 km^2 şi 2,3m adâncime).

- *Lacurile din depresiunile vulcano-tectonice*

La crearea acestor depresiuni au contribuit în acelaşi timp vulcanismul şi tectonica. În această categorie se poate include şi lacul Kiwu (de baraj vulcanic situat într-un graben).

Unele dintre lacuri sunt mixte (ex: Toba din Sumatra; Tampo, Rotarua, Tarawera, Rotoiti, Rotoehu din Noua Zeelandă; Nicaragua etc.).

În România există un singur lac vulcanic şi anume Sfânta Ana, din Masivul Ciomatu Mare (Munţii Harghitei) de lângă Tuşnad; are 20 ha şi o adâncime maximă de 7,1m. Originea sa este disputată între vulcanică sau de tasare a depozitelor piroclastice. În apropierea sa se află mlaştina Mohoş.

5.a.2. Lacuri rezultate din acţiunea factorilor externi

5.a.2.1. Lacuri rezultate din acţiunea apelor curgătoare (fluviale)

Cu toate că în natură aceste lacuri nu se pot delimita strict, ele au fost totuşi împărţite în trei categorii.

- *Lacuri de eroziune fluvială*, adică cele situate în depresiunile formate prin eroziune fluvială, fiind legate de albia râului.

Cele mai multe dintre ele sunt *lacuri de albie*, adică cele formate pe cursurile de apă când pe timp secetos acestea îşi întrerup scurgerea. Sunt răspândite în zonele aride sau semiaride. În România poartă denumirea de *mostişte* şi sunt răspândite în Bărăgan, mai ales pe valea Mostiştei.

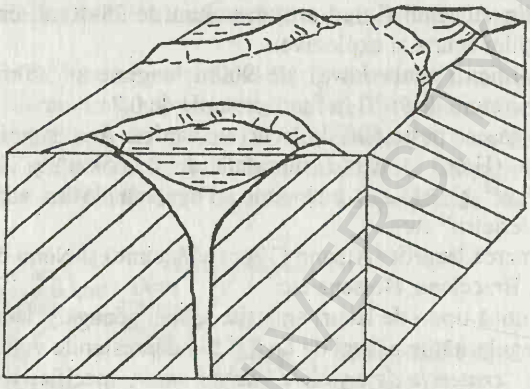


Fig.106 Lacuri de tip „maar"
după Bär, 1977

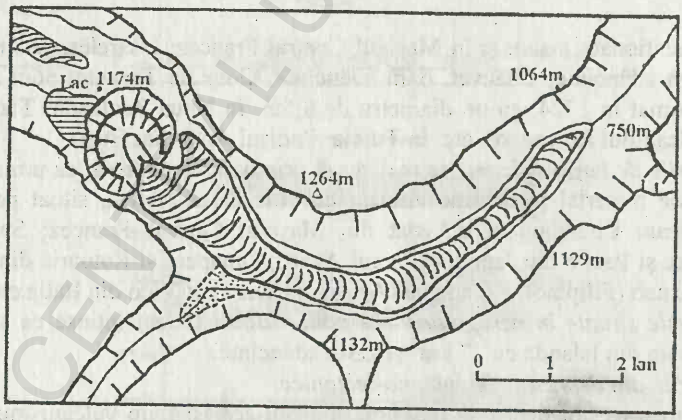


Fig.107 Lacul de baraj vulcanic Montcineryre

Reprezintă o succesiune de mai multe lacuri aliniate pe acelaşi curs de apă. Astfel de lacuri se mai pot forma şi prin *schimbarea unui curs de râu* (Huan He).

Un alt tip de lacuri din albie este reprezentat de cele de *cascadă.*

- *Lacuri de acumulare fluvială* sunt mai numeroase şi mai întinse.

Lacurile de luncă (bălţi) se formează mai ales în cursurile inferioare ale râurilor cu lunci largi. Ele reprezintă depresiuni întinse, puţin adânci, alimentate cu apă în timpul revărsărilor. Sunt cunoscute şi sub numele de lacuri de debordare sau preaplin.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

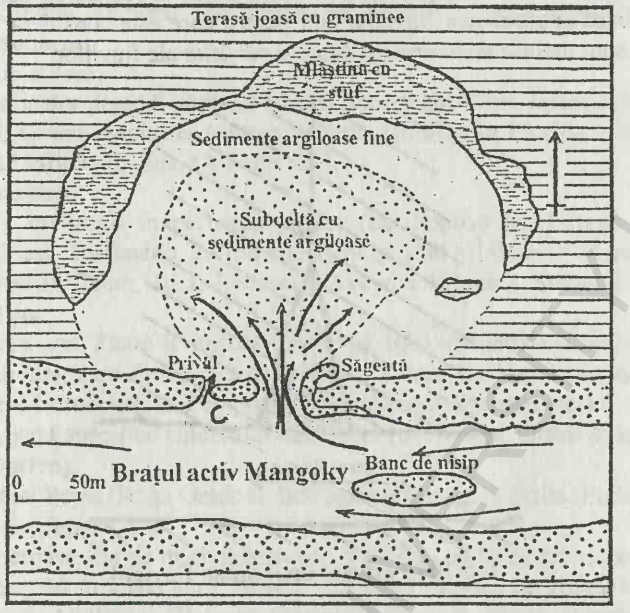


Fig.108 Cuvetă de inundare în perioada revărsării
după Salomon, 1987

Pe fluviul Chang Jiang (China) există lacul Dongtinghu ce însumează o suprafață de 6.000km^2 în timpul apelor mici și 12.000km^2 la ape mari.

Cel mai mare lac de luncă din România este Greaca care însumează 74km^2.

Lacurile de luncă sunt răspândite în luncile Siretului, Prutului, Ialomiței etc. De-a lungul Dunării existau numeroase lacuri de acest gen, care actualmente sunt desecat în mare parte (Bistreț, Suhaia, Potelu, Mahâru, Greaca, Crapina, Jijila etc.).

Lacurile din zonele deltaice sunt lipsite de un contur morfologic și prezintă variații mici ale nivelului: Dranov (21km^2), Roșu (14km^2), Puiu (13km^2), Gorgova (12km^2), Furtuna (11km^2) etc. din Delta Dunării.

În 1883 existau 207 lacuri în Delta Dunării, multe dintre ele deținând suprafețe mari. În anul 1983 numărul acestora a crescut la 785 ca urmare a fragmentării neîncetate a lacurilor extinse. În 1996 pe teritoriul deltei mai existau doar 585 de lacuri deoarece în sectoarele Pardina și Sireasa au fost desecate 200 de lacuri (130 și respectiv 70) (Romanescu, 1996,1999,2003,2005).

Limanurile fluviale se formează prin bararea văilor secundare în urma inundațiilor repetate. În formarea lor nu se exclude și influența bazinului marin din apropiere (ex: limanurile din sudul Basarabiei – Kahul (Cahul), Katlabug (Catlabug), Kitai (Chitai), Ialpug. Limanurile fluviale din România sunt răspândite de-a lungul Dunării (Mostiștea, Gălățui, Bugeac, Oltina, Mârleanu, Vederoasa etc.), în cursul inferior al Ialomiței (Sărățuica, Fundata, Iezer, Schiauca, Strachina etc.), de-a lungul Buzăului (Costeiu, Jirlău, Amara, Câineni, Balta Albă, Ciulnița etc.) etc.

Deşi limanul fluvial ia naştere prin bararea gurii, în realizarea depresiunii lacustre, un rol important îl joacă şi eroziunea fluvială, fapt pentru care este considerat de origine *mixtă*. În această categorie sunt incluse *meandrele* şi *braţele părăsite* ale fluviilor.

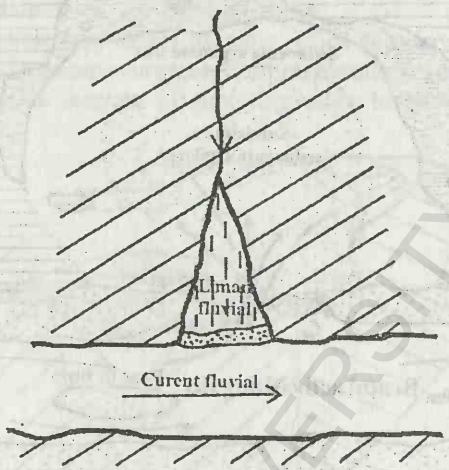


Fig.109 Formare unui liman fluviatil

Lacurile de meandru, spre deosebire de lacurile de luncă, sunt înguste, alungite, curbate şi au adâncimi mari, moştenind adâncimea albiei râului uşor colmatat ulterior (ex: Bentul Lătenilor în Balta Ialomiţei; Zătonul Plopilor şi Dunărea Veche în Balta Brăilei; Belciug, 11m adâncime, Erenciuc, 7m adâncime, Gorgoştel din Delta Dunării etc.).

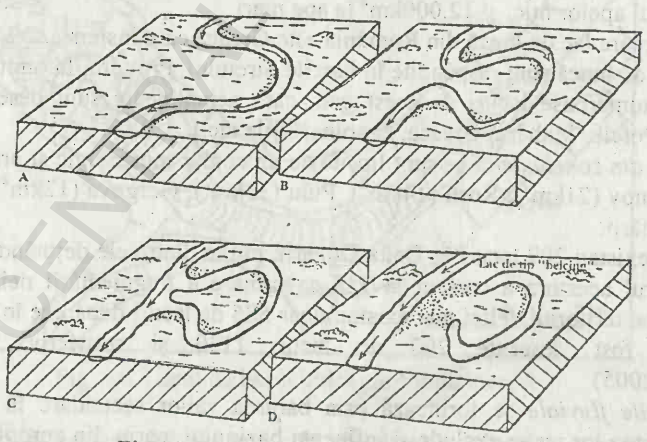


Fig.110 Formarea unui lac de meandru

5.a.2.2. Lacuri formate din acţiunea de dizolvare a apei

Dizolvarea este un proces activ şi specific rocilor carstice (calcar, gips, sare). Din multiplele forme carstice, dolinele, avenele şi poliile reprezintă depresiunile în care se formează

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

frecvent lacuri cu regim temporar sau permanent; la acestea se mai adaugă peşterile în care adeseori se întâlnesc lacuri.

- Lacuri de doline

Fundul dolinelor poate fi căptuşit cu mâl impermeabil (ex: lacurile din Alpii Calcaroşi – Audannes, Seewli, Grand, Saourile, Mutten, Glarus, Gouille; în Florida – Marion, Palk, Long, Deep; în sud vestul Africii – Guina, Otjikoto etc.).

- Lacuri de polii

Polii seci, cu lacuri în perioada ploilor (ex: Popova în Herţegovina, Zîrknîtzer din Peninsula Istria, Triest, Tresimeno, cu 6m adâncime şi 128km^2 (Italia), Stymphale (în Peninsula Peloponez din Grecia), Drom, Jura, Revermot-Aveyron (Franţa), Shkodër (Albania), Alachua (Florida – S.U.A.) etc.

În România sunt: Zăton (Podişul Mehedinţi), Ighiu (Munţii Apuseni).

Polii inundate, care funcţionează ca lacuri numai în timpul ploilor abundente (ex: în S.U.A. - Lafayette, Miccosukee; în Peloponez – Karaklinou, Pheneos etc.).

Polii lac, sunt specifice calcarului dalmaţian (ex: Vrana, Ortrova) sau Alpilor Elveţieni (Luner, Danber, Durren).

În România: Peţea (lângă Oradea), Scărişoara (Apuseni), Balta (Podişul Mehedinţi).

- Lacuri din peşteri

Sunt numeroase, dar de mici dimensiuni. Cele mai multe se găsesc în Australia (Uibibbi, cu 396 m lungime, 30 m adâncime), Mexic (Hactun-Yukatán, cu 165m lungime), S.U.A. (în Kentucky), Spania (în Mallorca), Slovacia (Liptovsk), Austria (Stira), Germania (Hartz), Polonia (Sudeţi), Federaţia Rusă (Perm), Georgia, România (Mehedinţi) etc.

- Lacuri pe gips

Sunt lacuri ce se formează în excavaţiile existente în depozitele de gips.

Astfel de lacuri sunt semnalate în Sicilia (Olinto, 1898), fiind lacuri de mici dimensiuni (Pergusa, Gaspa, Cannarella), Franţa (Delebeque, 1898) cu lacul Girotte (57ha, 99m adâncime şi cantităţi mari de hidrogen sulfurat), alături de care se mai găsesc lacurile Tignes şi Mont Cenis, Alpii Dinarici (Campo, Slava etc.) etc.

În România se pot aminti lacurile Învârtita de la Nucşoara din jud.Argeş, Brebu din jud. Prahova şi Medelic din jud. Buzău.

- Lacuri pe sare, i-au naştere prin dizolvarea sării sau prin prăbuşirea locală a învelişului protector de steril. În acest caz se poate aminti lacul Ursu – Sovata, cu 18,5m adâncime, format în 1875.

Majoritatea lacurilor de pe masivele de sare s-au format în minele de sare ca urmare a părăsirii lor în Antichitate şi Evul Mediu, sau în urma prăbuşirii galeriilor subterane. Pe teritoriul României sunt o multitudine de lacuri în Podişul Transilvaniei (Aluniş şi Negru din Sovata, Ocna Sibiului, Ocna Mureşului, Turda, Ocna Dejului, Sic, Cojocna), Depresiunea Maramureşului (Ocna Şugatag, Coştiui) şi Subcarpaţi (Telega-Doftana, Ocnele Mari, Gura Ocniţei, Săcelu).

În Europa se mai pot aminti: lacul Mansfelder din sud-vestul Saxoniei (Germania), lacurile Marele şi Micul Lautien, Besse din departamentul Var (Franţa) etc.

Trebuie menţionat faptul că în jurul acestor lacuri, aproape invariabil, s-au ridicat staţiuni balneoterapeutice care folosesc apa şi mâlul.

Unele lacuri sunt de natură carstosalină.

- Lacuri clastocarstice, sunt răspândite pe loess sau pe depozitele loessoide tasate. În România sunt cunoscute sub denumirea de crovuri sau padine şi în literatura anglo-saxonă de

sinkhole. Au suprafețe cuprinse între sute de m^2 până la zeci de ha și adâncimi reduse (de maxim 2-10m). De cele mai multe ori au caracter temporar.

Când comunică cu o rețea hidrografică, sau sunt alimentate subteran, au caracter continuu. Ca urmare a faptului că sunt situate într-un climat arid și semiarid, apele acestora sunt salmastre sau chiar sărate.

Sunt răspândite în stepele ucrainene și kazahe, pusta ungară, preeria nord-americană, pampasul argentinian, sudul Munților Atlas, depresiunea Kalahari, Depresiunea Central Australiană etc.

Pe teritoriul României se găsesc în Câmpia Română, mai ales în Bărăganul Ialomiței (Plașcu, Tătaru, Chichinețu, Colțea) și Bărăganul Brăilei (Plopu, Ianca, Esna, Movila Miresii etc.).

Sunt răspândite și în stepa Siberiei de Vest (Rusia).

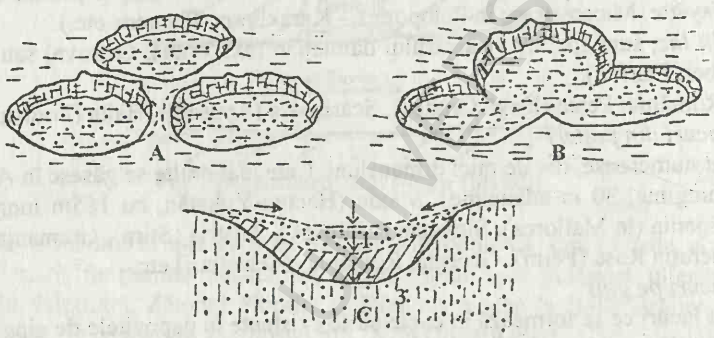


Fig.111 Evoluția crovurilor din Câmpia Română

5.a.2.3. Lacuri glaciare

Sunt des întâlnite în regiunile afectate de glaciația cuaternară. Lăcașurile lacurilor au fost delimitate, cel mai adesea, de către ghețari, în stânca dură a masivelor muntoase, la obârșia văilor sau chiar pe văi, formând lacurile de circ și de vale glaciară. Cele mai numeroase s-au format în neregularitățile create de morenele de fund, frontale și laterale ale glaciației de calotă.

Apariția lacurilor glaciare depinde de latitudine și altitudine. Limita zăpezilor permanente diferă de la Ecuator la Poli: peste 5.000m la 0° latitudine; peste 3.000m la 45° latitudine; 0m la 90° latitudine. Altitudinea inferioară a glaciației cuaternare din țara noastră a coborât la 1.800-1.600m în Carpații Meridionali și Munții Rodnei (mai puțin probabil Munții Maramureșului).

- Lacuri de circ

Sunt situate la mari altitudini, au dimensiuni și adâncimi reduse, dețin forme oarecum circulare și se găsesc în imediata apropiere a crestelor muntoase la obârșia văilor glaciare (ex: Capra, Bâlea, Bucura, Zănoaga, Lala, Buhăescu etc. în Munții Carpați de pe teritoriul României; Vilseeloder, Kitzbuhler, Blanc, Alpes în Munții Alpi; Tennes, Reines în Munții Scandinaviei; Ororotse-Tse în Tibet, la o altitudine de 5.297m etc.).

Cea mai mare concentrare de circuri glaciare se găsește în arhipelagul Lofoten, pe insula Moskenesŕy, dincolo de Cercul Polar de Nord. Fundul acestor lacuri este situat la 100 m sub nivelul mării (criptodepresiuni) (ex: Tennesvatn – 168 m adâncime, 0,873 km^2; Reinesvatn –

69m adâncime, 0,170km^2; Solbørnvatn – 101m sub nivelul mării etc.). Multe din circurile glaciare situate sub nivelul mării sunt transformate în golfuri.

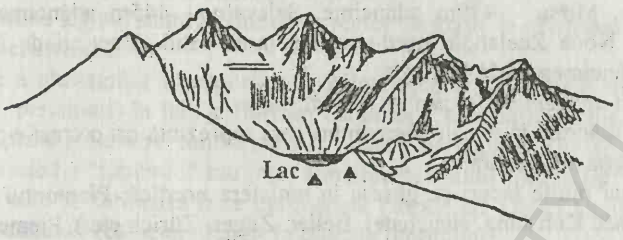


Fig.112 Lac situat într-un circ glaciar

- Lacuri de văi glaciare

După topirea ghețarilor de pe văi, acolo unde morfologia a permis, s-au format o serie de lacuri. Spre deosebire de lacurile de circ, cele de vale sunt alungite, în timp ce barajul poate fi constituit dintr-un prag dur, în roca de bază, sau dintr-o morenă frontală împinsă de ghețari.

Aceste lacuri sunt răspândite pe terasele văilor sau în spatele unor praguri săpate în rocă. De cele mai multe ori sunt înșirate în lungul văilor glaciare sub formă de salbe: Tăul Porții, Tăul Agățat, Florica, Viorica, Ana și Lia de pe valea Bucura din Carpații Meridionali. Lacurile de vale se mai întâlnesc și în Munții Alpi, Alpii Scandinaviei, Munții Vosgi, Noua Zeelandă (Sumner, Coleridge, Tekapo, Heron, Hewen, Wakatipuete etc.), estul Anzilor Chilieni (Argentino, Buenos Aires, Nahuel Huapi, San Martin, Viedman etc.), Marea Britanie, S.U.A. (nord-estul statului New York cu tipul "Figer lakes") etc.

Lacurile de la poalele nordice și sudice ale Alpilor (Léman, Boden, Zürich, Vierwaldstäter, Lacul celor Patru Cantoane, Lucerna, Maggiore, Lugano, Como, Garda etc.) sunt numite *lacuri marginale* sau *de margine, subalpine* și s-au format prin eroziune și baraj morenaic.

- Lacuri formate pe suprafața ghețarilor sau în masa de gheață

Sunt instalate pe crevasele ghețarilor montani și au un caracter temporar (ex: pe ghețarii Tête-Rousse din Mont Blanc în 1892, Corner-Zermat și Canton Valais etc., în Munții Himalaia etc.).

- Lacuri formate în spatele barajelor de gheață

Se formează când un ghețar de vale barează calea unei văi secundare (ex: Margelen barat de ghețarul Aletsch din Elveția etc.).

- Lacuri formate în micile denivelări de rocă

Cuvetele sunt create de eroziunea ghețarilor cuaternari. Sunt răspândite în Canada, S.U.A., Norvegia, Suedia, Islanda, Scoția etc.

- Lacuri formate în fiorduri

Fiordurile pot fi, la rându-le, considerate un tip aparte de lacuri ca urmare a faptului că sunt situate pe văi adâncite prin intermediul eroziunii glaciare la țărmul mării, dar și la margine de munte. Sunt generate atât de ghețarii montani, cât și de cei de calotă care s-au unit într-o singură formațiune.

Fiordurile prezintă câteva particularități ce le deosebesc de celelalte lacuri glaciare de vale: sunt ramificate; sunt strâns legate de mare sau oceanul limitrof; au cota fundului sub nivelul

marin; între depresiunea lacustră şi cea marină există un prag despărţitor submers care de regulă este constituit din roca fundamentului şi uneori acoperit de un depozit morenaic etc.

Cele mai multe lacuri de fiord sunt răspândite în Scoţia, Norvegia (Nornindalsvatn – 514m adâncime, Mjřsa – 449m adâncime, Salsvatn – 445m adâncime, Tinnavatn – 438m adâncime etc.), Noua Zeelandă, nord-vestul şi nord-estul Americii de Nord (Hornindals din Nordfiord cu adâncimea de 514m).

- Lacuri de piemont (lacuri de calotă)

Sunt răspândite în marile piemonturi care reprezintă ori o creaţie a glaciaţiei, ori au fost afectate de glaciaţia cuaternară.

Cele mai multe lacuri se găsesc în emisfera nordică: Piemontul Elveţian (Léman sau Geneva, Boden sau Konstanz, Neuchatel, Belier, Zuger, Zürich etc.), Piemontul Englez (Dervent, Ullswater, St.John, Grasmere etc.), Piemontul Bazinului Sf.Laurenţiu (Superior – 82.680 km^2, 406m adâncime, Michigan, Huron, Erie, Ontario), Piemontul Canadian (Manitoba, Winnipeg, Indienilor, Churchill, Renilor, Jderilor, Athabaska, Urşilor – 30.200 km^2, 137m adâncime, Sclavilor – 27.200 km^2, 156m adâncime etc.), Finlanda (supranumită "Ţara celor 1.000 de lacuri" sau "Suomi", cu un total de peste 55.000 lacuri) etc.

- Lacuri de baraj morenaic

Se întâlnesc acolo unde gheţarii, în retragerea lor, au lăsat diferite depozite morenaice (ex: Munţii Jura, Munţii Vosgi, Polonia (complexul lacurilor Mazuriene şi Pomeraniene), Germania, Finlanda, Rusia, Suedia, Canada, S.U.A., Anzii Patagoniei etc.).

5.a.2.4. Lacuri de depresiuni eoliene

Formarea lacurilor în relieful eolian (între dunele de nisip sau în depresiuni de eroziune) are loc numai datorită apelor subterane care ajung la suprafaţă prin izvoare.

Lacurile eoliene sunt situate, fie în micile depresiuni create prin procese de coraziune, coroziune şi prin cele de deflaţie, fie în locurile joase dintre dune, ca rezultat al acţiunii de acumulare a apei. Ele se pot forma, fie prin blocarea sistemului de drenaj, fie prin inundarea unei depresiuni de deflaţie.

Dat fiind faptul că cele mai multe dintre aceste lacuri sunt situate în regiunile aride şi semiaride, caracterul principal al acestora este cel temporar.

În deşerturile Namib şi Kalahari (Africa) aceste lacuri poartă denumirea de "panuri" – tigăi (depresiuni, scobituri), iar în Africa de Nord sunt cunoscute sub numele de "şoturi" sau sebka". Sunt cantonate în depresiunile de coraziune.

Sunt numeroase lacuri de acest gen în S.U.A. (Nebraska), deşertul Takla Makan (Lacul Lob Nor – "Lacul rătăcitor" şi bazinul râului Tarim), Africa (Ciad), Australia (Eyre) etc.

Lacurile aflate între dunele de nisip sunt numeroase, dar de mici dimensiuni şi foarte adesea efemere. În România se cunosc lacurile din raza comunei Apele Vii (lângă Caracal), de lângă Calafat, Ciuperceni-Poiana Mare, lacurile din grindurile fluvio-marine ce aparţin Deltei Dunării, cu apariţie în timpul apelor mari sau în perioada ploilor torenţiale etc.

5.a.2.5. Lacurile de la ţărmul mărilor şi oceanelor (lagunele şi limanurile marine)

- Lagunele marine

Lagunele apar de obicei în sectoarele ţărmurilor joase unde procesele de acumulare sunt intense şi acţiunea mareelor de mare putere este slabă. Condiţia necesară este ca ţărmul să fie sub acţiunea curenţilor litorali încărcaţi cu o mare cantitate de aluviuni, cărate însă de fluviile ce debuşează în mare.

Țărmurile marine joase care prezintă cordoane litorale și perisipuri reprezintă 13% din lungimea țărmului planetar. Cel mai ridicat procent cu țărmuri barate aparține Oceanului Arctic (21%), urmat de Oc.Atlantic (17%), Indian (15%) și Pacific (7%).

Cele mai multe lagune sunt răspândite în regiunile joase, la marginea câmpiilor aluviale formate în perioada cuaternară.

Ca urmare a aluviunilor transportate prin intermediul driftului litoral se formează un cordon litoral (bare, perisipuri) în fața golfurilor. Cu timpul, acestea se închid total sau parțial și dau naștere unei suprafețe lacustre cunoscută sub numele de lagună. Ele își pot face apariția și între cordoanele litorale tip "tombolo" sau între aliniamentele unui cordon tip "săgeată". Lacurile de mici dimensiuni care se formează între cordoanele litorale ale Deltei Dunării sunt cunoscute sub denumirea de "zătoane" (caracter alungit în direcția litoralului).

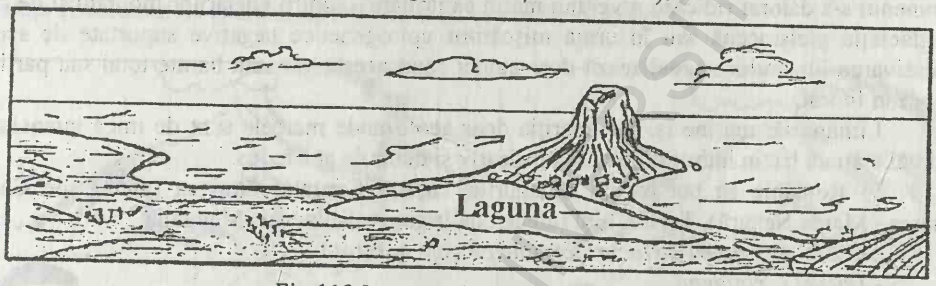


Fig.113 Laguna Ifach-Calpe (Spania)

Cel mai impunător țărm cu lagune se află în Golful Mexic (între Peninsulele Yukatan și Florida) și se desfășoară pe o lungime de 1.500 km. Cea mai întinsă lagună a Globului este Maracaibo (Venezuela) cu 14.343 km^2 și 250m adâncime maximă.

În Europa, lagunele se desfășoară între Golful Biscaya, șiragul insulelor Frisce de Vest, Est și Nord, țărmul sudic al Mării Baltice, țărmul Mării Mediterane între Munții Pirinei și Munții Alpi (Golful Lyon), precum și pe țărmul estic, nordic și vestic al Mării Negre. Cel mai important exemplu din Marea Neagră îl constituie complexul lagunar Razim-Sinoie, cu cca.720 km^2 (numai suprafața acvatică), constituit din lagunele Razim, Sinoie, Zmeica și Golovița. Deși considerată de mulți autori o unitate acvatică ce face parte din Delta Dunării, laguna Razim-Sinoie reprezintă o individualitate aparte, repetând în mare măsură etapele de desfășurare a deltei, dar la o scară mult redusă.

Influența antropică și-a făcut simțită prezența și aici, mai ales prin faptul că laguna a fost practic închisă, în dreptul Gurii Portița, ca urmare a unor lucrări hidrotehnice. Pentru a se schimba salinitatea apelor s-au construit canale care să aducă apa dulce a brațului Sf.Gheorghe (ex: Lipovenilor, Dunavăț, Mustaca, Dranov). Prin aport fluvial apele complexului au devenit practic dulci.

În anul 1883 suprafața lacustră era dominată doar de cele 4 mari lacuri care formau un adevărat sistem lacustru unitar. Din vechile golfuri de mici dimensiuni, care înaintau pe văile uscatului dobrogean, s-au format astăzi lacuri mărginașe complexului ca urmare a închiderii lor prin intermediul formațiunilor de plaur (ex: Agighiol, Calica, Ceamurlia etc.). Au apărut astfel 62 de suprafețe lacustre (Romanescu, 1996, 1999).

Dominanța, în ceea ce privește suprafața, o păstrează în continuare lacurile mari, cu un total de 67.216 ha, adică 93,22%, față de cele mici care reprezintă doar 521 ha, adică 0,72% din suprafața actuală a complexului.

Prin extensiune și alipire de noi lagune, precum și ca urmare a ridicării nivelului general al mării și implicit al complexului Razim-Sinoie, s-au câștigat noi terenuri acvatice, astfel încât suprafața acestuia a crescut de la 67.795 ha (15,86%) în anul 1883, la 72.102 ha (16,62%) în 1996.

Pe lângă complexul lagunar Razim – Sinoie, pe teritoriul României se mai pot semnala lagunele Siutghiol (lângă Mamaia) și mlaștina Mangalia (Ezerul Hergheliei)

- Limanurile marine

Se formează prin invadarea, de către apele marine, a văilor care debușează în mare. Fenomenul s-a datorat ridicării nivelului marin ca urmare a topirii ghețarilor montani și de calotă din glaciația pleistocenă sau în urma mișcărilor epirogenetice negative suportate de scoarță. Definitivarea limanului se realizează doar atunci când aceste văi sunt barate total sau parțial de un cordon litoral.

Limanurile marine își fac apariția doar acolo unde mareele sunt de mică intensitate și când văile au un bazin hidrografic nesemnificativ și debit de apă redus.

În România se pot aminti limanurile Tașaul, Cargalâc, Agigea (afectat de Canalul Dunărea –Marea Neagră), Techirghiol (afectat de irigații), Tatlageac, Mangalia.

5.a.2.6. Alte tipuri de lacuri formate pe cale naturală

- Lacuri coraligene

Colonia de corali, prin evoluție, ajunge, într-o anumită fază, la individualizarea unor lacuri în interiorul insulelor coraligene. Cele mai multe lacuri coraligene se găsesc în Oceanele Pacific și Indian, în sectoarele tropicale cu ape limpezi și calde. Lacurile sunt cunoscute și sub denumirea de lagoon.

Unele lacuri au apă suprasărată (laguna insulei Malden), altele, ca urmare a izolării totale de ocean și înălțarea atolului, au apă dulce (insula Washington din Pacificul Central, insula Clipperton din vestul coastelor mexicane – 37m adâncime și atolii Nauru, Marshall). Se mai pot aminti lacurile Akaike și Oike situate în insulele Kita și Jima din arhipelagul Nampo (sud-estul Japoniei).

- Lacuri formate în urma impactului meteoriților pe scoarța terestră

Căderea meteoriților are drept consecință formarea unor depresiuni în care se poate acumula apa. De cele mai multe ori originea cuvetelor este controversată (ex: Bosumtwi – Ghana, Lonar – India, Pretoria Salt Pan – Africa de Sud, Kaalijarv – insula Saareman din Marea Baltică, Laguna Negra – Argentina). Lacul Chubb (sau Ungava) din Peninsula Labrador (Canada) și Buffalo Wallow din S.U.A. sunt tipice. Craterul Chubb are un diametru la partea superioară de 3.350m și 410m adâncime, fiind format în Pliocenul superior. Lacul în sine are 251m adâncime.

Se pare că pe coasta atlantică a S.U.A., între New Jersey și Florida, se găsesc cca.500.000 de lacuri meteorice cu dimensiuni reduse. Sunt ovale și poartă denumirea de *bays*. Majoritatea depresiunilor sunt cauza unei ploi de meteoriți și actualmente sunt umplute cu depozite turboase de 5-10m grosime. Datează de cca.40.000 ani când climatul era mai rece.

- Lacuri în depresiuni rezultate prin incendierea zăcămintelor de cărbuni

Prin autoaprinderea zăcămintelor de cărbuni se prăbușesc stratele superioare ce dau naștere unei depresiuni care apoi se umplu cu apă (ex: Viliuisk – Iakuția, Chomutov – Podișul Boemiei).

- *Lacuri de baraj construite de castori*

Se formează în spatele barajelor de bușteni pe care le edifică castorii (mai ales *Castor canadensis*) pe râurile din America de Nord (ex: râurile Carp, Missouri, Jefferson etc.), în Suedia (*Castor fiber*), extremitatea australă a Americii de Sud etc.

Barajele sunt construite din resturi lemnoase și mâl, au 2-3m înălțime și 30-50m lungime. Suprafața poate ajunge până la 20ha. De cele mai multe ori sunt temporare.

Cele mai mari lacuri au fost semnalate pe râul Jefferson (Three Forks din Montana – S.U.A.), cu un baraj de 650m lungime, în parcul Yellowstone (Beaver Lake) cu un baraj de 321m lungime, pe Grand Island (Lacul Superior) cu un baraj de 475m lungime etc.

5.a.2.7. Lacuri antropice

Această categorie tinde să domine întreaga suită de lacuri naturale prin numărul, suprafața și volumul de apă, dar mai ales prin folosirea lor complexă.

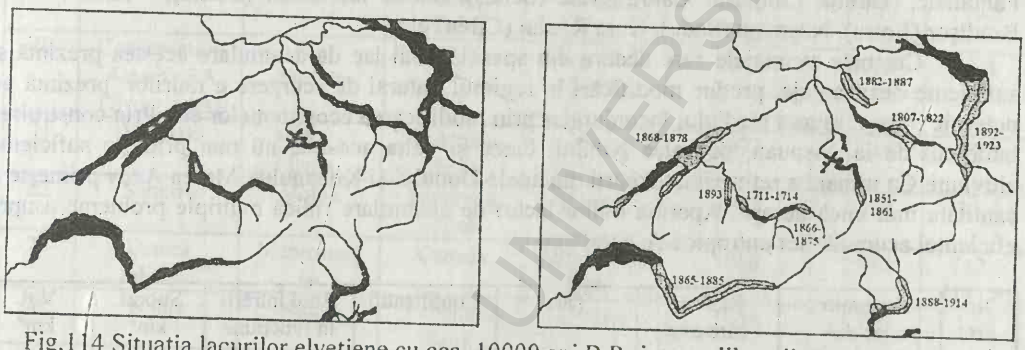


Fig.114 Situația lacurilor elvețiene cu cca. 10000 ani B.P și corecțiile aplicate actualei rețele hidrografice

după Mermel, 1990

Cele mai vechi lacuri antropice au fost construite în Orientul Apropiat și Africa de Nord. Se presupune că în Egipt au existat lacuri de acumulare cu cca.2.000 de ani î.Cr. În Iran au fost construite lacuri în perioada 558-331 î.Cr. (Bergner, 1936). În Algeria, pe uedul Sig, în punctul numit "Poarta apelor de câmpie", a existat un baraj construit de către romani care a rezistat până în secolul V d.Cr.

Lacurile de acumulare ridicate astăzi au scopuri multiple: hidroenergetic, alimentare cu apă (potabilă și industrială), irigații, piscicultură, atenuarea viiturilor, agrement etc.

Pe Glob există 40 de lacuri ce depășesc 1.000 km^2 fiecare, însumând o suprafață de 114.000 km^2 și un volum de apă de 1.675 km^3. Din cele 40 de lacuri gigantice, aproape jumătate aparțin C.S.I.: pe Volga (Volgograd, Kuibîșev), Don (Țimleansk), Obi (Novosibirsk), Enisei (Krasnoiarsk), Angara (Bratsk) etc. În S.U.A. se remarcă: pe Colorado (Mead, Glen Canyon), Missouri (Fast Peak, Garrison, Oahe etc.). În America de Sud lacul de acumulare de pe râul Parana (Itaipu) are o suprafață de 1.640km^2. În număr mai mic sunt și pe teritoriul Canadei (pe Pearce – Viuner Grew), Africii (pe Zambezi – Kariba: pe Nil – Nasser (sau Assouan); pe Niger – Kandji etc.).

Lacul cu cea mai mare suprafață este Volta (Africa) cu 8.730 km^2, în timp ce lacul cu cel mai mare volum este Bratsk (Rusia) cu 169,4 km^3.

Pentru România practica construirii lacurilor de acumulare este destul de veche. Se pare că astfel de lacuri au existat încă de pe vremea romanilor, mai ales în Munții Apuseni, unde au fost construite în vederea flotării minereurilor sau chiar pentru exploatarea sării. Primele atestări documentare datează încă din secolul al XV-lea pentru unele iazuri din Câmpia Transilvaniei și probabil pentru cele din Câmpia Moldovei. În secolul al XVIII-lea sunt semnalate două lacuri construite în scopuri miniere la Dognecea și alte două în secolul al XIX-lea lângă Oravița.

Volumul și suprafața lacurilor din țara noastră sunt mici și aceasta ca urmare a condițiilor geografice nefavorabile (relief și debite).

Dintre cele mai importante acumulări românești se pot cita: Porțile de Fier I (320 km^2 și 5 km^3) și II (Dunăre), Izvorul Muntelui cu 32,6 km^2 și 1,23 km^3 (Bistrița), Vidra cu 10,5 km^2 și 0,34 km^3, Vidraru cu 8,2 km^2 și 0,34 km^3 (Argeș), Stânca-Costești (Prut), Râmnicu Vâlcea, Dăești, Govora, Râureni, Băbeni etc. (Olt), Strâmtori (Firiza), Văliug, Gozna, Secu (Bârzava), Fântânele, Tarnița (Someșul Cald), Oașa (Sebeș), Valea lui Iovan (Cerna), Vidra, Mălaia, Brădișor (Lotru), Negovan (Sadu), Gura Râului (Cibin) etc.

Cu toate avantajele care decurg din apariția unui lac de acumulare acestea prezintă și suficiente dezavantaje: produc modificări în regimul natural de scurgere a râurilor, prezintă un puternic impact asupra mediului înconjurător prin modificarea ecosistemelor etc. Prin construirea barajului de la Assouan, pe valea Nilului, lunca și delta acestuia nu mai primesc suficiente aluviuni. Ca urmare a reținerii unei părți din apele Donului și Kubanului, Marea Azov primește o cantitate mai mică de apă. Apariția noilor lacuri de acumulare ridică multiple probleme asupra eficienței acumulărilor antropice de acest gen.

Nr. crt.	Denumirea lacului (barajului)	Râul pe care este situat	Țara	Continentul	Anul intrării în funcțiune	Supraf. km^2	Vol. km^3
1	Volta (Akosombo)	Volta	Ghana, Volta Superioară	Africa	1965	8.730 (8.300)?	165,0 (148,0)
2	Churchill (cu 5 lacuri satelit)	Churchill (Hamilton)	Canada	America de Nord	1971	6.651	33,6
3	Kuibîșev	Volga și Kama	Federația Rusă	Europa	1955	6.500	58,0
4	Marea Irtîș (Buchtarma)	Irtîș	Kazahstan	Asia	1960	5.500	53,0
5	Bratsk	Angara	Federația Rusă	Asia	1964 (1960)	5.426	169,4 (169,2)
6	Nijnee Kama	Kama	Federația Rusă	Europa	În constr. 1971	5.540	-
7	Kariba	Zambezi	Rhodesia, Zambia	Africa	1959 (1963)	5.180 (5.540)	160,4 (180,6)
8	Nasser (Assouan)	Nil	Egipt, Sudan	Africa	1968 (1969)?	5.000	164,0
9	Ribinsk	Volga	Federația Rusă	Europa	1941	4.550	25,4
10	Kamensk	Obi	Federația Rusă	Asia	1970	4.500	54,0

11	Grand Rapids	Saskatchevan	Canada	America de Nord	1965	4.100	9,7
12	Ceboksari	Volga	Federația Rusă	Europa	În constr. 1971	3.780	14,2
13	Volgograd	Volga	Federația Rusă	Europa	1958	3.160	33,5
14	Cabora Bassa	Zambezi	Mozambic	Africa	1974 (1972)	2.700	63,0
15	Timliansk	Don	Federația Rusă	Europa	1952	2.700	21,8
16	Kremenciug	Dnepr	Ukraina	Europa	1961	2.500	13,5
17	Sanmen	Hungho	China	Asia	1962	2.350	65,0
18	Kahovska	Dnepr	Ukraina	Europa	1955	2.155	18,2
19	Krasnoiarsk	Ienisei	Federația Rusă	Asia	1967 (1969)	2.130	73,3
20	Conservation Area Nr.3A (Everglades)	Pen. Florida	S.U.A.	America de Nord	1963	2.038	3,4
21	Viliuisk	Viliui – Lena	Federația Rusă	Asia	1972	2.010	18,5
22	Saratov	Volga	Federația Rusă	Europa	1965	1.950	13,4
23	Daniel Johnson	Manicouagan	Canada	America de Nord	1968 (1970)	1.940	142,0 (141,8)
24	Kama	Kama	Federația Rusă	Europa	1954	1.720	12,2
25	Williston	Peace	Canada	America de Nord	1968	1.645	40,3
26	Itaipu	Iguaçu	Brazilia, Paraguay	America de Sud	1955?	1.640	-
27	Furnas	Rio Grande	Brazilia	America de Sud	1965	1.606	20,9
28	Sounda	Kouilou	Congo	Africa	1961	1.600	35,0
29	Nijnii Novgorod	Volga	Federația Rusă	Europa	1955	1.570	8,7
30	Prof.van Blommenstein (Afobaka)	Surinam	Surinam	America de Nord	1965	1.560	12,4
31	Oahe	Missouri	S.U.A.	America de Nord	1960	1.520	20,1
32	Sakakawea (Garrison)	Missouri	S.U.A.	America de Nord	1956	1.488	30,1
33	Seul	Englih	Canada	America de Nord	1970	1.396	-
34	Trei Defilee	Chang Jiang	China	Asia	În constr. 1995	1.330	30,0
35	Gouin (La Loutre)	Saint Maurice	Canada	America de Nord	1917	1.295	8,0
36	Manouane	Manouane	Canada	America de	1961	1.290	2,2

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

				Nord			
37	Kainji	Niger	Nigeria	Africa	1969	1.243	15,0 (127)?
38	Ricon del Bonete	Rio Negro	Uruguay	America de Sud	1946	1.140	6,6
39	Tres Marias	São Francisco	Brazilia	America de Sud	1961	1.130	19,3
40	Votkinsk	Kama	Federația Rusă	Europa	1963	1.120	9,4
41	Marea Obi Novosibirsk	Obi	Federația Rusă	Asia	1957	1.070	8,8
42	Kelsey	Nelson	Canada	America de Nord	1960	1.012	1,9
43	Porțile de Fier I	Dunărea	România, Iugoslavia	Europa	1973	320	5,0
44	Izvorul Muntelui (Bicaz)	Bistrița	România	Europa	1961	32,6	1,23
45	Vidra	Lotru	România	Europa	1972	10,5	0,34
46	Vidraru	Argeș	România	Europa	1965	8,2	0,47

Tabel 30 Lacurile de acumulare de mari dimensiuni

după Mermel, 1990 citat de Roberts, 2002; Gâștescu, 1998

Nr. crt.	Râul	Țara	Barajul	Anul în care a fost terminat	Înălțime (m)
1	Vakhsh	Rusia	Rogun*	1990	300
2	Vakhsh	Rusia	Nurek*	1980	300
3	Dixence	Elveția	Grande Dixence	1961	285
4	Inguri	Rusia	Inguri	1980	272
5	Vajont	Italia	Vajont	1961	262
6	Grijalva	Mexic	Chicoasen	1980	261
7	Bhagirathi	India	Tehri*	1995	261
8	Tons	India	Kishau*	1995	253
9	Guavio	Columbia	Guavio*	1989	246
10	Yalongjiang	China	Erlan	u/c	245
11	Enisei	Rusia	Saiano-Șușensk	u/c	245
12	Columbia	Canada	Mica*	1973	242
13	Bata	Columbia	Chivor	1975	273
14	Dranse de Bagnes	Elveția	Mauvoisin	1957	237
15	Humuya	Honduras	El Cajon	1985	234
16	Sulak	Rusia[a]	Chirkey	1978	233
17	Feather	SUA	Oroville*	1968	230
18	Sutlej	India	Bhakra	1963	226
19	Colorado	SUA	Hoover	1936	221
20	Piva	Bosnia	Mrantinje	1976	220
21	Verzasca	Elveția	Contra	1965	220
22	Clearwater	SUA	Dworshak	1973	219

23	Colorado	SUA	Glen Canyon	1966	216
24	Naryn	Kirgkistan	Toktogul	1978	215

*=baraje de pământ; [a]=Caucaz; u/c=incert.

Tabel 31 Cele mai mari baraje din lume

după Mermel, 1990

6. Elementele morfometrice ale lacurilor

Cele mai importante elemente ale lacurilor sunt: suprafața, lungimea și lățimea medie, axa mare și axa mică, coeficientul de formă (sau raportul axelor), gradul de sinuozitate a țărmului (malurilor), perimetrul udat, adâncimea maximă și medie, volumul masei de apă, forma suprafeței oglinzii apei și a cuvetelor, gradul de insulozitate (insularitate) etc.

6.a. Suprafața (S)

Se determină pe hartă cu ajutorul planimetrului și este doar în funcție de nivelul apei. La niveluri ridicate suprafața crește. Se mai poate modifica și ca urmare a intervenției antropice. Se exprimă în m^2, km^2 sau ha. Se ține cont și de gradul de insulozitate (insularitate).

Pentru a se cunoaște exact configurația în adâncime a depresiunii lacustre se planimetrează fiecare curbă batimetrică.

6.b. Lungimea(L)

Este linia care unește punctele cele mai îndepărtate ale cuvetei lacustre pe traseul cel mai scurt. Poate fi o linie dreaptă sau sinuoasă în funcție de forma lacului.

6.c. Lățimea (l)

6.c.1. Lățimea maximă (l.max.) reprezintă distanța, aproximativ perpendiculară pe lungime, dintre cele mai îndepărtate puncte ale lacului.

6.c.2. Lățimea medie (l.med.) este rezultatul raportului care există între suprafața lacului (S) și lungimea sa (L):

$$lmed. = S/L.$$

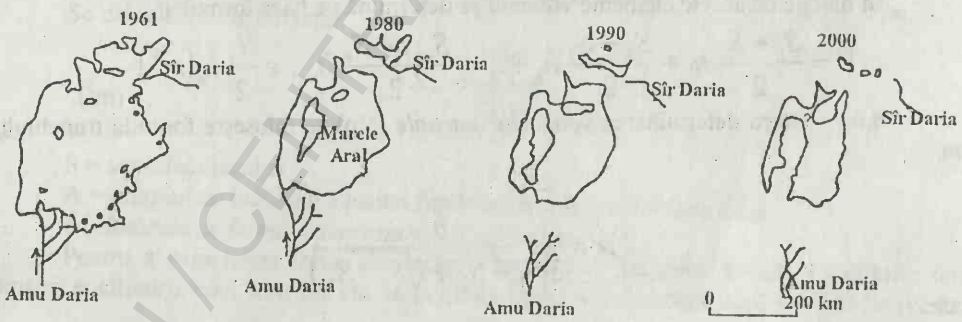


Fig.115 Reducerea suprafeței lacului Aral în perioada 1961-2000

6.d. Axa mare

Este linia dreaptă care unește cele mai îndepărtate puncte ale lacului, ea putând tăia și linia țărmului.

6.e. Axa mică

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Este linia dreaptă care taie perpendicular axa mare şi uneşte două puncte de pe mal aşezate la cea mai mare depărtare.

6.f. Perimetrul lacului (lungimea liniei de ţărm) (P)

Este lungimea reală a ţărmului care rezultă din măsurarea directă pe hartă. Se exprimă în m sau km.

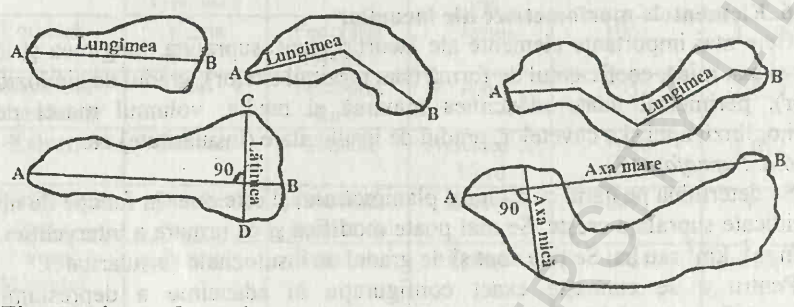


Fig.116 Elementele morfometrice ale depresiunii lacustre: L-lungimea lacului; B_{max}-lăţimea lacului; Am-axa mare; am-axa mică

6.g. Gradul se sinuozitate a ţărmului (malurilor) (Cs)

Este în funcţie de lungimea perimetrului (P) şi de forma lacului:

$$Cs = \frac{P}{2\sqrt{\pi s}}$$

6.h. Volumul de apă (V)

Se obţine prin stabilirea valorii fiecărei izobate (h), a adâncimii izobatei (h1, h2...hn) şi a suprafeţelor delimitate de către aceste izobate (S1, S2...S3). Se exprimă în m^3 sau km^3.

În funcţie de aceste elemente volumul se determină pe baza formulei:

$$V = \frac{S_1 + S_2}{2} h_1 + \frac{S_2 + S_3}{2} h_2 + \ldots + \frac{S_{n-1} + S_n}{2} h_{n-1} + \frac{S_n}{2} h_n \left(m^3\right) \quad (m^3).$$

6.h.1. Pentru determinarea *volumelor parţiale* (Vp) se foloseşte formula trunchiului de con:

$$Vp = \frac{h}{3\left(S_1 + S_2 + \sqrt{S_1 * S_2}\right)},$$

unde:

Vp = volumul parţial;

h = diferenţa de adâncime dintre cele două curbe batimetrice;

S_1,S_2 = suprafeţele celor două curbe batimetrice.

6.h.2. Volumul total (Vt) se determină grafic prin planimetrarea suprafeţelor dintre axele coordonatelor şi curba batigrafică. Prin înmulţirea suprafeţei rezultate cu valoarea unităţii la scara grafică aleasă, se obţine volumul de apă total sau volumele parţiale. Practic volumul total se obţine prin însumarea tuturor volumelor parţiale:

$$Vt = \Sigma Vp.$$

6.h.3. Dezvoltarea volumului (Dv) reprezintă compararea volumului unui lac în raport cu volumul unui con cu suprafața bazei egală cu suprafața lacului și înălțimea (conului) egală cu adâncimea maximă a lacului. Se calculează după expresia:

$$Dv = \frac{3Hmed.}{H\max.}$$

Dv se apropie de 1 când depresiunea lacustră tinde spre conicitate; este mai mic de 1 când versanții depresiunii au formă convexă; este mai mare de 1 când versanții sunt concavi.

6.i. Adâncimea

6.i.1. Adâncimea medie (Hmed.) se determină ca fiind raportul dintre volumul de apă al lacului (V) și suprafața sa (S) (fără insule):

$$Hmed. = \frac{V}{S}$$

6.i.2. Adâncimea maximă (Hmax.) este linia verticală cu cea mai mare valoare care unește suprafața oglinzii apei și punctul situat la cea mai mare adâncime.

6.j. Panta medie a fundului (pmed.)

Se determină ca tangenta unghiului și se calculează după relația:

$$pmed. = \frac{\Delta h \Sigma l}{S},$$

unde:

Δh = echidistanța dintre izobate;

S = suprafața determinată de izobata superioară, respectiv suprafața lacului la 0m adâncime;

Σl = suma lungimilor izobatelor măsurate.

6.k. Suprafața reală a fundului depresiunii lacustre (Sf)

Se calculează după relația:

$$S_f = \frac{S}{\cos\alpha},$$

unde:

S = suprafața lacului;

A = unghiul de înclinare a pantei fundului dată de relația anterioară.

6.l. Indicele de formă a depresiunii lacustre (If)

Pentru a caracteriza forma depresiunii lacustre se compară aceasta cu diferite forme geometrice: cilindru, con, emisferă etc. Indicele de formă se calculează după relația Muraveski:

$$I_f = \frac{Hmed}{H_c},$$

unde:

Hmed. = adâncimea medie;

Hc = adâncimea centrului de greutate (masa de apă).

Centrul de greutate (Hc) se determină conform formulei:

BCU IASI - CENTRUL UNIVERSITAR IBRARY

$$H_c = \int z \frac{dm}{M},$$

unde:

z = grosimea unui strat elementar;

dm = masa stratului elementar;

M = masa întregului volum de apă.

În funcție de Hc lacul se poate compara cu unele corpuri geometrice conform rezultatelor: 2,0 – cilindru; 1,78 – emisferă; 1,50 – paraboloid; 1,33 – con.

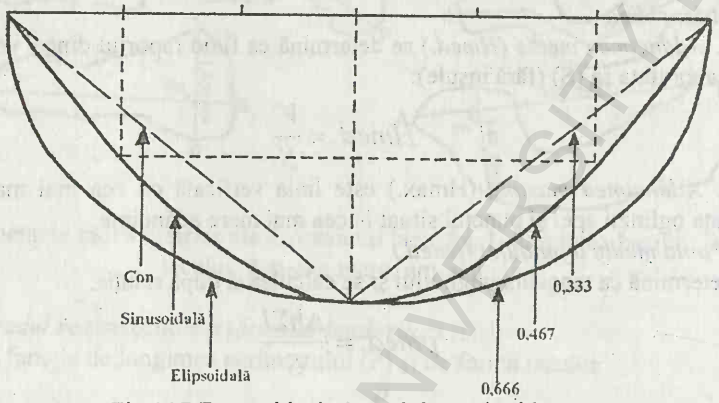


Fig.117 Forma ideală a unei depresiuni lacustre

6.m. Forma lacurilor

Este legată de originea şi evoluția cuvetei. Formele cele mai întâlnite sunt: circulară (circuri glaciare, doline, cratere etc.), semicirculară (eoliene), subrectangular alungite (grabene), dentritică sau tentaculară (artificiale), "belciug" (de meandre părăsite), neregulată (regiuni afectate de glaciația continentală).

6.n. Forma cuvetelor

Formele cele mai întâlnite sunt: conică, sinusoidală, elipsoidală (Neuman, 1931). Fiecare formă se caracterizează printr-un rezultat obținut pe baza raportului dintre adâncimea medie (hmed.) şi maximă (hmax.).

6.o. Raportul axelor (coeficientul de formă)

Reprezintă o foarte importantă caracteristică a complexelor lacustre, mai ales a celor care suferă modificări substanțiale într-un timp scurt.

Este raportul dintre axa mare a lacului şi cea mică. Cu cât valoarea obținută este mai apropiată de unitate (1), cu atât forma lacului va fi mai rotundă. Dacă valoarea se depărtează de unitate, forma lacului va fi alungită.

Pe teritoriul țării noastre apar astfel de modificări în Delta Dunării, acolo unde procesele geomorfologice actuale sunt intense. Pentru sectorul Deltei Dunării acest coeficient de formă poate ajuta în delimitarea mai clară, dacă el se depărtează sau nu de unitate, a unor suprafețe vechi de altele mai tinere, precum şi în a cataloga predominanța unor procese în comparație cu aportul altora.

Pentru exemplificare, deşi acestea sunt peste tot în Delta Dunării, se poate nominaliza lacul Tătaru, care în anul 1883 avea un coeficient de formă de 0,44, iar în anul 1996 acesta se

redusese doar la 0,32; un alt exemplu îl reprezintă şi lacul Puiu care şi-a modificat raportul în aceeaşi perioadă de timp de la 0,78 la 0,50.

Nr. crt.	Denumirea complexului lacustru	Anul 1883	Anul 1996
1	Sireasa – Furtuna	0,61	0,49
2	Pardina	0,51	0,48
3	Matiţa – Merhei	0,51	0,46
4	Letea – Musura	0,66	0,47
5	Roşca – Gorgova – Isac	0,56	0,47
6	Roşu – Puiu	0,60	0,42
7	Dranov	0,31	0,42
8	Lunca Dunării	0,51	0,48
9	TOTAL	0,53	0,46

Tabel 32 Repartiţia coeficientului de formă pe complexe lacustre în Delta Dunării

Pentru toate complexele lacustre din Delta Dunării, în perioada celor peste 100 de ani scurşi între 1883 – 1996, coeficientul de formă s-a modificat continuu şi peste tot, de la un total de 0,53 la 0,46, ceea ce denotă o alungire a axei mari a lacurilor şi o diminuare a celei mici (Romanescu, 1996).

Procesul de alungire, petrecut în perioada analizată, are la bază, drept cauză, pe ansamblu, fenomenul de aluvionare care alimentează procesele fluviale; în cazul de faţă orientarea generală a aluvionării are loc pe direcţia V – E. Între principalele gârle şi braţe cu aceeaşi orientare se formează depresiuni din ce în ce mai înguste ca urmare a sedimentării. Cuvetele lacustre se alungesc de-a lungul axei mari conform direcţiei curentului principal. Cazul de faţă este bine pus în evidenţă mai ales în sectorul fluvial al deltei (vest) şi mai puţin în cel fluvio-maritim (est).

În cadrul complexelor din partea de est a grindurilor Letea – Caraorman s-au impus, în primul rând, nu procesele de aluvionare, ci modul de aranjare a formaţiunilor de plaur purtate de vânturile dominante cu direcţie NE-SV, astfel încât axa mare a căpătat aceeaşi direcţie generală.

Cele mai pronunţate schimbări s-au produs, cu precădere, în extremitatea vestică a deltei, în sectoarele Sireasa – Furtuna, Pardina, Rusca etc. unde procesul este dominat de direcţia de scurgere a apei din principalele braţe.

Din acest punct de vedere suprafaţa lacustră a Deltei Dunării poate fi împărţită în două mari complexe: cel cu orientarea axei mari a lacurilor pe direcţia V-E, în cadrul deltei fluviale şi cel cu orientarea axei mari pe direcţia NE-SV, în delta fluvio-maritimă (cu excepţia complexului Matiţa – Marhei).

6.p. Gradul de insulozitate (insularitate)

Este dat de suprafaţa insulelor existente în interiorul lacurilor. Se exprimă în %. Se calculează după formula:

$$I = \frac{S_0 - S_1}{f * 100}(\%),$$

unde:

I = gradul de insulozitate (insularitate);

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

f = suprafața totală a insulelor;
S_0 = suprafața totală a lacului;
S_1 = suprafața lacului fără suprafața insulelor.

Continentul	Denumirea lacului	Suprafața km^2	Adâncimea maximă m	Volumul de apă km^3
EUROPA	Caspica	374.000	1.025	78.200
	Ladoga	17.700	230	908
	Onega	9.630	127	295
	Wänern	5.500	100	180
	Wättern	1.900	119	72
	Ilmen	1.100	10	12
	Päijänne	1.065	93	-
	Inari	1.000	80	28
	Kallavesi	900	102	-
	Mälaren	1.140	64	10
	Sad'maa	1.800	58	36
	Hornindals	2.300	514	-
	Mjřsa	363	434	56
	Loch Ness	396	31	-
	Geneva	581	309	90
	Konstanz (Boden See)	538	252	48
	Garda	370	346	50
	Maggiore	212	372	-
	Como	146	410	-
	Balaton	596	12	1,9
	Shkodër	362	10	2,2
	Ohrid	350	256	61
	Prespa	288	54	4
	Zürich	88	143	-
	Lugano	50	288	-
	Bolsena	114	146	-
	Iseo	65	251	-
ROMÂNIA	Razim	395	3	-
	Techirghiol	10	9	-
	Snagov	5,7	9	-
ASIA	Baikal	31.500	1.741	23.000
	Aral	64.100	68	1.020
	Balhaş	18.200	26	112
	Issîk Kul	6.200	702	1.730
	Urmia	5.800	16	45

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

	Taimîr	4.560	26	13
	Kuku-Nor	4.220	38	-
	Hanka	4.190	10,5	18,5
	Tengri-Nor	2.460	40	-
	Van	3.760	145	-
	Hubusugul	2.620	270	480
	Alakol	2.650	54	58,6
	Sevan	1.230	86	38
	Marea Moartă	940	400	188
	Biwa	688	103	27,5
	Karakul	380	238	-
	Pang-gong-Tso	279	50	-
	Manasarovar	558	81	-
	Matana	650	590	-
AFRICA	Tanganyika	32.900	1.435	18.900
	Malawi (Hyassa)	30.900	706	7.725
	Victoria	69.000	92	2.700
	Ciad	7.000-22.000	3-12	44,4
	Turkana (Rudolf)	8.660	73	-
	Mobutu Sésé Seko	5.300	57	64
	Mweru	5.100	15	32
	Tana	3.150	14	28
	Edward	2.500	131	78
	Kiwu	2.370	496	569
	Shalla	409	266	37
	Langana	230	46	4
	Awusa	130	21	1,3
AMERICA DE NORD ŞI DE SUD	Superior	82.680	406	11.600
	Huron	59.800	229	3.580
	Michigan	58.100	281	4.680
	Erie	25.700	64	545
	Ontario	19.000	236	1.710
	Marele Lac Sărat	4.660	14	19
	Urşilor	30.200	137	1.010
	Winnipeg	24.600	19	127
	Athabasca	7.900	60	110
	Manitoba	4.720	28	17
	Sclavilor	27.200	156 (614?)	1.070
	Managua	1.490	80	-

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

	Chapalla	1.080	10	-
	Nicaragua	8.430	70	108
	Titicaca	8.110	230	710
	Poopó	2.530	3	2
	Tahoe	499	501	-
	Atitlan	140	341	-
AUSTRALIA ŞI NOUA ZEELANDĂ	Eyre	15.000	20	-
	Gairdner	4.780	-	-
	Torrens	5.800	-	-
	Taupo	611	159	-
	Wakatipu	293	378	-
	Te Anau	352	276	-
ANTARCTICA	Vanda	14	70	-

Tabel 33 Elementele morfometrice ale principalelor lacuri din lume
după Kopulov, Kuzin, Senkov, 1974 citaţi de Pişota, 1995

7. Bilanţul apei (hidric) din lacuri

Exprimă raportul dintre cantitatea de apă pe care o primeşte un lac şi cantitatea de apă pe care o pierde.

Alimentarea cu apă se realizează prin intermediul surselor cu caracter general, dar şi prin intermediul surselor cu caracter local. Cele cu caracter general şi de durată sunt reprezentate de precipitaţii şi emisari, iar cele cu caracter local şi limitate în timp sunt reprezentate de existenţa izvoarelor.

Pierderea apei din lacuri se produce prin intermediul emisarilor de scurgere, evaporării şi infiltrării. Cea mai mare cantitate se pierde prin scurgere şi evaporare.

Din punct de vedere al bilanţului apei lacurile se împarte în trei mari categorii: cu bilanţ constant, excedentar şi deficitar. Volumul de apă din cadrul lacurilor este sub directa influenţă a condiţiilor climatice (temperatură, precipitaţii, regim eolian etc.). Variaţiile volumului de apă sunt afectate şi de dimensiunea cuvetelor lacustre, de suprafaţa bazinului hidrografic şi de gradul lui de acoperire cu vegetaţie, de intervenţia antropică etc.

Bilanţul apei se exprimă prin:

$$P+R+I = E+S+Z \quad \text{sau} \quad P+R+I+S+Z+E = 0,$$

în care:

P = alimentarea din precipitaţii;
R = alimentarea din râuri;
I = alimentarea din izvoare;
E = pierderea apei prin evaporare;
S = pierderea apei prin intermediul emisarilor de scurgere;
Z = pierderea apei prin infiltrare.

Analizând ecuaţia bilanţului hidric într-o formă generalizată (Gâştescu, 1971) se observă că o serie de termeni (X şi Z) corespund zonei geografice în care se găseşte lacul; unii termeni (Y1 şi Y2) sunt în funcţie de bazinul hidrografic (F) şi suprafaţa lacului (S), pe de o parte, şi de zona de umiditate în care este situat lacul, pe de altă parte. Sunt şi termeni ai ecuaţiaie (U1 şi

U2), care depind de condiţii cu totul locale (adâncimea lacului cu posibilitatea de intersectare a apelor freatice şi de adâncime a cuvetei lacustre, natura rocilor în care este situat lacul etc.). Termenii care contribuie la afluxul şi pierderea apei din lac se pot exprima sub forma unei sume algebrice:

$$Y1+X+U1-Y2-Z-U2 = \pm\Delta V,$$

unde:

Y1 = scurgerea superficială în lac din bazinul de recepţie (F);
X = precipitaţiile care cad la suprafaţa lacului (S);
U1 = scurgerea subterană în lac;
Y2 = scurgerea superficială din lac;
Z = evaporaţia de la suprafaţa lacului;
U2 = scurgerea subterană din lac (infiltraţia);
ΔV = diferenţa de volum (±) care se estimează la sfârşitul perioadei analizate.

În cazul în care prin însumarea termenilor din prima parte a ecuaţiei, cu cei din partea a doua, rezultatul este 0, reiese că lacul are un bilanţ constant, adică se află într-o perioadă de *echilibru* (bilanţ hidric *neutru* sau *constant*). În acest caz reiese:

$$Y1+X+U1-Y2-Z-U2 = 0 \text{ sau } V1 = V2.$$

Perioada de echilibru este relativă, existând pentru acelaşi lac mai multe astfel de perioade caracteristice fazelor de dezvoltare a lacului. În etapa actuală de dezvoltare lacul Bâlea (Munţii Făgăraşului) se găseşte într-o perioadă de echilibru deoarece cantitatea de apă care intră în lac este egală cu cea care iese. Volumul de apă reţinut este determinat de cota de retenţie a pragului de la emisar. În momentul când această cotă de retenţie se modifică, ca urmare a unei eroziuni puternice, o anumită perioadă ecuaţia bilanţului hidric va căpăta forma:

$$Y1+X+U1-Y2-Z-U2 = -\Delta V \text{ sau } V1<V2$$

unde:

-ΔV = cantitatea de apă care se scurge anual sau lunar din lac.

Dacă scurgerea din lac depăşeşte mult timp aportul din lac, după o anumită perioadă lacul poate seca temporar sau definitiv, bilanţul hidric devenind *negativ (deficitar)*.

În cazul în care în lac intră o cantitate mai mare de apă decât cea care iese (fenomen caracteristic mai ales anotimpului de primăvară), în prima etapă, când se acumulează apa în lac, ecuaţia capătă forma:

$$Y1+X+U1-Y2-Z-U2 = +\Delta V \text{ sau } V1>V2.$$

Formula amintită exprimă un bilanţ hidric *pozitiv (excedentar)*.

În funcţie de cele trei tipuri de bilanţ, la care intervin şi alţi factori, lacurile se categorisesc în: permanente, temporare, efemere. Ele mai pot fi împărţite în: cu scurgere, fără scurgere (închise).

Cele mai multe lacuri de pe Terra au caracter permanent, ele putând exista în toate continentele.

Lacurile temporare pot fi întâlnite în regiunile de stepă şi semipustiu (crovurile din Bărăgan, sudul Munţilor Atlas, şoturile din Africa, Kazahstanul etc.).

Lacurile efemere sunt acumulări de apă care apar doar în anotimpurile umede sau după ploile torenţiale. De regulă, nu au o depresiune lacustră care să reziste în timp.

Observaţiile directe asupra valorii componentelor ecuaţiei se fac numai când lacul respectiv prezintă interes mai ales din punct de vedere hidrotehnic, piscicol, hidroameliorativ etc.

Pentru construirea lacurilor artificiale este foarte important să se cunoască valoarea termenilor ecuaţiei bilanţului hidric, mai ales pentru Y1, X, Z, U1 şi U2; cunoaşterea acestor

parametri este necesară în precizarea perioadei de umplere a lacului. Este indicat ca în aceste calcule să se aibă în vedere că termenii X şi Z îşi modifică valorile în funcţie de mărimea sau micşorarea suprafeţei lacului (S). Suprafaţa lacului este, la rândul ei, în funcţie de nivel (h). Lipsa termenului Y2, în cazul lacurilor fără scurgere superficială, nu schimbă conţinutul problemelor amintite mai sus.

Toate calculele bilanţului hidric sunt orientative deoarece valorile se pot modifica de la un loc la altul în funcţie de diferite condiţii fizico-geografice întâlnite. Pentru determinarea bilanţului hidric din complexul Roşu-Puiu (Delta Dunării) se foloseşte ecuaţia:

$$X = Y1\text{-}Z\text{-}Y2 = \pm\Delta V,$$

unde:

X = cantitatea de precipitaţii căzută la suprafaţa apei;
Z = cantitatea de apă evaporată de la suprafaţa lacului;
Y1 = aportul de apă ce vine din braţele Dunării prin intermediul canalelor;
Y2 = scurgerea de apă din complexul lacustru prin canale către braţe;
$\pm\Delta V$ = variaţia lunară sau anuală de volum.

Unii componenţi ai ecuaţiei, ca alimentarea subterană (U1) şi scurgerea subterană din lac (U2), sunt consideraţi egali ca valoare. Datorită coeficientului mare de permeabilitate din depozitele litologice ce aparţin grindurilor şi a unui nivel relativ egal al apelor din braţe şi interiorul deltei, există un nivel hidrostatic egal cu cel al apelor de suprafaţă în cea mai mare parte a anului.

Termenii Y1 şi Y2 nu pot coexista în ecuaţia de faţă, dat fiind faptul că legătura dintre lacuri şi braţele principale, pentru alimentare şi scurgere, se face pe aceleaşi canale. În acest sens prezenţa unuia sau altuia în formulă se precizează prin $\pm\Delta V$. În cazul când în formulă se găseşte $+\Delta V$ (nivelul apei în lacuri este mai mare faţă de luna sau anul precedent) în ecuaţie se va găsi termenul Y1; în situaţia inversă ($-\Delta V$) va exista Y2.

Factorul cel mai important care influenţează bilanţul hidrologic din cadrul unui lac este reprezentat de tipul climatic în care se află situată cuveta lacustră.

Nr. crt.	Denumirea lacului	Sursa de alimentare cu apă			Pierderea apei		
		Precipitaţii P %	Râuri afluente R %	Izvoare şi alte surse I %	Evaporaţie E %	Scurgere S %	Infiltrare Z %
1	Väneren	19	78	3	8,4	91,6	-
2	Onega	22,8	77,2	-	11,8	88,2	-
3	Geneva (Léman)	6,6	93,4	-	10,4	89,6	-
4	Ohrid	11,8	88,2	-	11	89	-
5	Balaton	39,6	52	8,4	43,2	56,8	-
6	Baikal	13,2	82,3	4,5	13,2	86,8	-
7	Ontario	6,8	79	14,2	5,4	94,6	-
8	Michigan	38,2	27,2	34,6	31	69	-
9	Titicaca	39,6	60,4	-	95	5	-
10	Victoria	86	14	-	81,6	18,4	-
11	Tanganyika	63	37	-	94,4	5,6	-

12	Malawi (Nyassa)	52,4	47,6	-	91,2	8,8	-
13	Aral	9	91	-	100	-	-
14	Balhaş	11,8	86,4	1,8	100	-	-
15	Urmia	28,6	71,4	-	100	-	-
16	Marea Moartă	5	79,2	15,8	100	-	-
17	Marele Lac Sărat	26	58,2	15,8	100	-	-

Tabel 34 Bilanțul hidrologic pentru principalele lacuri de pe Terra

după Pişota, 1995

8. Dinamica apelor (valurile)

Un exemplu de ceea ce înseamnă un val este reprezentat de aruncarea unei pietre într-un lac. Înainte de toate trebuie să existe o sursă de energie, adică piatra care cade; urmează fenomenul transmisiei energiei sub forma unei creste sau a unei oscilații care iradiază în toate direcțiile, începând cu sursa (Romanescu, 1997).

Rapiditatea cu care valul se deplasează defineşte frecvența sa. Distanța care separă două creste succesive a trenei ondulatorii poartă denumirea de lungime de undă. Distanța care separă vârful crestei si partea sa bazală este cunoscută sub numele de înălțimea (amplitudinea) valului (undei).

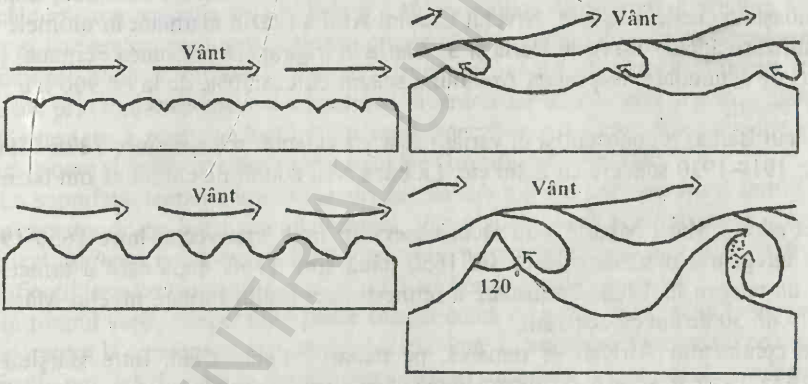


Fig.118 Formarea valurilor şi spargerea acestora

Cele mai multe valuri sunt provocate de frecarea vântului pe suprafața apei (valuri eoliene). Mişcarea orbitală a particulelor de apă se pierde spre adâncime până la punctul unde energia se disipează. O particulă situată în apropierea suprafeței parcurge o orbită al cărui diametru este mai mult sau mai puțin egal cu înălțimea valului. O altă particulă, situată la o adâncime mai mare, urmează o traiectorie al cărui diametru este cu atât mai mic cu cât el se găseşte mai departe de suprafață, ajungând în final la anulare.

Înălțimea şi lungimea valurilor sunt o creație ce depinde de forța şi regularitatea vântului. Când acesta din urmă suflă în rafale sau se învârte fără încetare, dă naştere unor fenomene ondulatorii discontinui, de izbire.

Formele pe care le pot căpăta valurile sunt foarte diverse. Când unghiul crestei devine inferior unghiului de 120°, valul deferlează.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cele mai impunătoare valuri lacustre se produc în cuvetele de mari dimensiuni (Marea Caspică, Lacul Aral, Lacul Victoria, Marile Lacuri Nord-Americane etc.). Ele pot depăşi 4-6m înălţime.

9. Nivelurile

Nivelul apei din lacuri este cel mai sensibil barometru de înregistrare a modificărilor volumului de apă. Măsurătorile sunt efectuate cu ajutorul limnigrafelor verticale sau orizontale. Hidrograful variaţiei nivelului este în funcţie de modificarea şi evoluţia componentelor bilanţului hidric. Variaţiile au loc sezonier, anual sau multianual (ciclic). Remarca de bază este cea care vizează creştera sau scăderea seculară a nivelului ca urmare a schimbărilor climatice. Schimbările cele mai importante sunt specifice depresiunilor închise.

Marea Caspică şi Lacul Aral prezintă variaţii de nivel alternative în raport cu condiţiile climatice. În urma cercetărilor întreprinse s-a remarcat faptul că în condiţiile creşterii nivelului din Marea Caspică se observă o scădere a acestuia în Lacul Aral. În perioadele secetoase Aralul primeşte mai multă apă decât Caspica. În Aral se varsă fluviile Amu Daria şi Sîr Daria care îşi au izvoarele în gheţarii montani, prin urmare debitele sunt relativ constante. În Caspica deversează Volga şi alte râuri, fluvii specifice de podiş, cu debite mici în timpul secetelor. În perioadele umede se eliberează mai puţină apă din gheţarii şi zăpezile Munţilor Pamir, comparativ cu sectoarele traversate de Volga şi afluenţii săi. În perioada 1900-1915 nivelul Lacului Aral a fost cu 2m mai ridicat decât cel al Mării Caspice.

Până în anul 1970 nivelul Mării Caspice a suferit o scădere continuă; după acest an nivelul cunoaşte o creştere uşoară. Nivelul Lacului Aral a scăzut alarmant în ultimele decenii ca urmare a utilizării apelor din Amu Daria şi Sîr Daria în irigaţii (Depresiunea Fergana) şi reţinerea lor în lacuri de acumulare. Suprafaţa Aralului a scăzut cu cca.50%, de la 66.900 km^2 în 1960 la 33.800 km^2 astăzi.

Lacul Balhaş a cunoscut şi el variaţii foarte evidente: scădere între 1875-1890; creştere 1890-1910; 1910-1930 scădere cu 2,8m etc. La bază stau condiţiile climatice din bazinul aferent lacului.

La adresa Mării Moarte s-au făcut observaţii mult mai vechi, între 1650-1906 (Enge, 1931). S-a înregistrat o scădere lentă din 1650 până spre 1760, după care a urmat o creştere uşoară, cu un maxim în 1900. Ca urmare a reţinerii apei râului Iordan, nivelul Mării Moarte a scăzut în ultimii 30 de ani cu cca.10m.

Pe continentul African se remarcă, pe departe, Lacul Ciad. Între sfârşitul secolului XVIII şi 1823 lacul a suferit o ridicare, după care a urmat o scădere evidentă între 1840-1850. Cu nivel ridicat sunt consideraţi anii 1853, 1854, 1866, 1870, 1892-1898, după care a urmat o scădere între 1905-1915, apoi o ridicare spre 1920, o nouă scădere etc.

În America de Nord se remarcă Lacul Salton şi Marele Lac Sărat. Acesta din urmă, după nivelul maxim atins în 1870, a suferit o scădere pe fondul unor oscilaţii pozitive şi negative.

Pentru România, observaţii exacte au fost făcute pentru lacurile din Bărăgan. Pentru Lacul Amara (Ialomiţa) s-a constatat existenţa unei ciclicităţi cu o oscilaţie completă de 50 de ani şi o amplitudine de 70-80cm. Două maxime corespund anilor 1917-1920 şi 1969-1971, primul având o medie a nivelurilor de 285cm, iar al doilea de 305cm şi un minim în 1948-1950 cu o valoare medie de 135cm (Gâştescu, Driga, 1973).

În condiţiile existenţei unor vânturi puternice, cu direcţii predominante spre anumite puncte cardinale, se poate remarca o variaţie de nivel diferită pe un ţărm sau altul. Această variaţie poate fi temporară sau chiar permanentă. În cazul unor vânturi puternice, în cuvetele lacustre de mari dimensiuni, nivelul apei poate fi mai ridicat, cu valori maxime de 50-100cm.

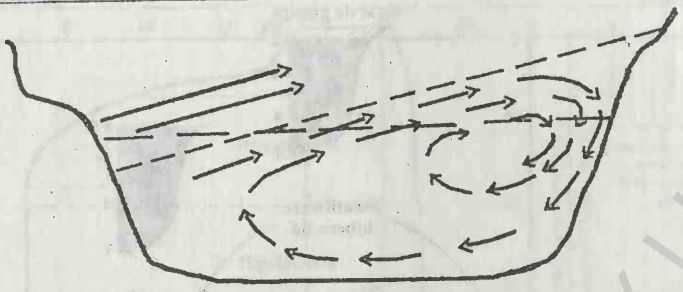


Fig.119 Curenţii de apă determinaţi de vânt şi creşterea nivelului apei pe malul opus

10. Particularităţile regimului termic

Cunoaşterea regimului termic al lacurilor prezintă un interes deosebit, mai ales în explicarea fenomenelor de stagnare şi circulaţie a maselor de apă, care la rândul lor determină structura biologică şi fizico-chimică a acestora.

Regimul termic şi expresia acestuia, precum şi conţinutul de căldură, depind de condiţiile climatice specifice zonei în care se găseşte situat lacul. Cei mai importanţi factori climatici sunt reprezentaţi de temperatura aerului şi acţiunea mecanică a vântului. Factorii cu caracter secundar sunt reprezentaţi de gradul de mineralizare a apei, densitate etc. Principalele surse de căldură sunt: radiaţia solară directă, căldura radiată de atmosferă, căldura adusă de apa afluenţilor şi izvoarelor, precum şi căldura provenită din precipitaţii, din iradierea malurilor şi a fundului cuvetei, căldura introdusă în urma activităţilor umane etc. Procesul invers, adică cel de răcire, are loc prin iradierea apei, prin intermediul emisarilor de scurgere şi prin infiltrare.

Ca urmare a unei conductibilităţi mici, specifice apei, apar frecvent diferenţieri între stratele superioare şi inferioare din cadrul unui lac (stratificare termică).

La suprafaţă, temperatura din lacuri se află sub influenţa temperaturii aerului şi prezintă variaţii cu caracter diurn, lunar sau anotimpual. Variaţia sezonieră a temperaturii se produce şi în profil vertical. Întreaga masă de apă din lacuri trece, pe parcursul unui an (patru anotimpuri), prin două stratificaţii termice (inversă şi directă) şi două homotermii.

În timpul verii, temperatura poate scădea odată cu adâncimea, până la valoarea de 4°C, adică temperatura la care apa atinge densitatea maximă. În acest caz fenomenul poartă denumirea de stratificaţie termică directă. În timpul iernii temperatura apei creşte odată cu adâncimea, de la 0°C la suprafaţă până la 4°C în adâncime. Fenomenul este cunoscut sub numele de stratificaţie termică inversă. În cazul homotermiei, temperatura este uniformă în toată masa de apă. Se produce în anotimpurile de tranziţie (primăvara şi toamna).

Liniile care unesc punctele cu aceeaşi temperatură poartă numele de termoizoplete. Sunt modificate de factori foarte diverşi.

În lacurile adânci temperatura se modifică treptat până la o anumită adâncime, după care, la un anumit nivel bine stabilit în funcţie de condiţiile locale, se instalează un termoclin permanent sau sezonier. După acest strat temperatura coboară lent până la valoarea de 1-3°C.

Mezotermia (heliotermia) este un fenomen specific lacurilor cu un grad ridicat de salinitate. Multe din aceste suprafeţe sunt situate în masivele de sare sau pe locul unor foste ocne de sare. Fenomenul consistă în formarea unui strat de apă cu temperaturi ridicate, între două strate cu temperaturi coborâte (L.Ursu - Sovata, L.Telega etc.).

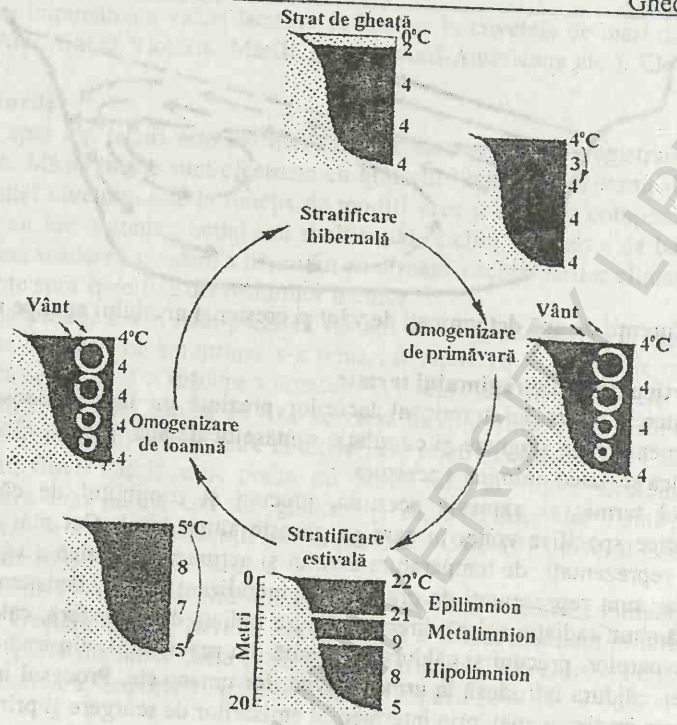


Fig.120 Schema unui ciclu termic anual din cadrul unui lac
după Welch, 1989

Dihotermia consistă în prezența unui start de apă cu temperaturi coborâte, între două strate cu temperaturi ridicate (L.Ritom, L.Sinmiyo).

Diferențierea termică a lacurilor, pentru teritoriul țării noastre, se produce mai ales în funcție de gradul lor de încălzire în perioada caldă. Lacurile dimictice reci situate în zona alpină dețin o temperatură medie a lunii celei mai calde <10°C (la suprafața apei). La suprafața lacurilor dimictice moderate temperaturile lunii celei mai calde sunt situate între 10-20°C (zona montană carpatică); cele dimictice calde au temperaturi cuprinse între 20-30°C (dealuri și câmpii). În cadrul lacurilor alpine se pot identifica și lacuri cu caracter monomictic rece, adică cele care au tot timpul anului temperaturi situate <4°C (Lacul Podul Giurgiului).

Din punct de vedere al regimului termic lacurile se împart în (Ujvari, 1972):

t0 = lacuri reci – monomictice;
t1 = între 4° - 10°C – dimictice reci;
t2 = între 10° - 20°C – dimictice moderate;
t3 = între 20° - 30°C – dimictice calde;
T = lacuri cu apă termală (n = temperatura maximă în °C);
tH = lacuri helioterme.

În clasificarea de față s-a folosit temperatura medie a suprafeței apei în luna iulie.

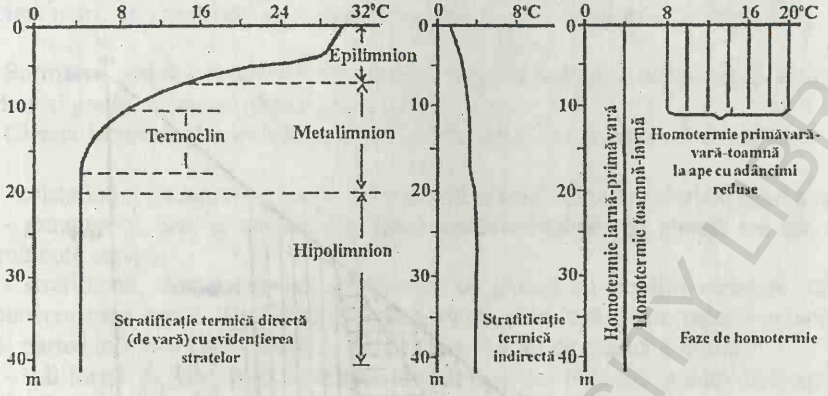


Fig.121 Tipuri de stratificație termică

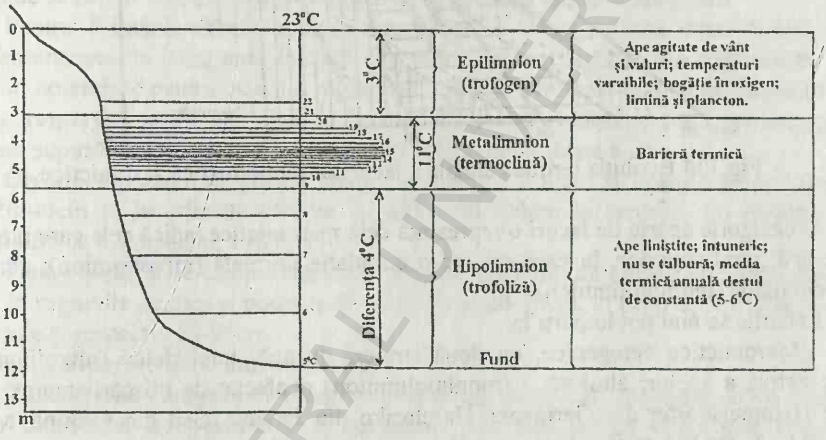


Fig.122 Stratificarea termică de vară dintr-un lac

după Pora, Oros, 1974

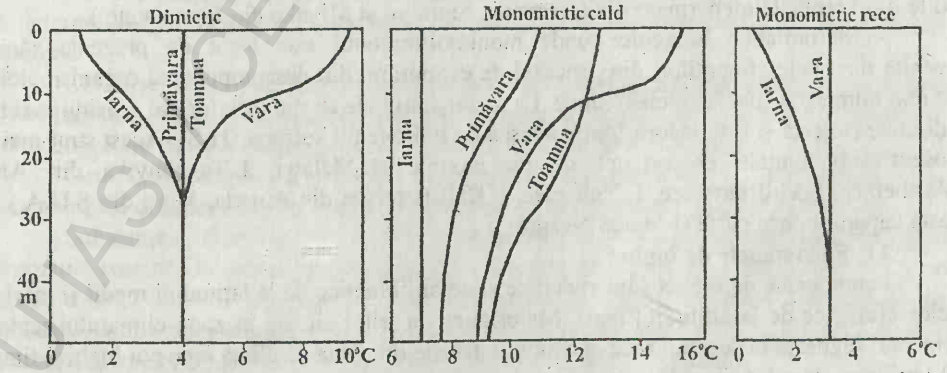


Fig.123 Repartiția pe altitudine a tipurilor de lacuri în funcție de regimul lor termic

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

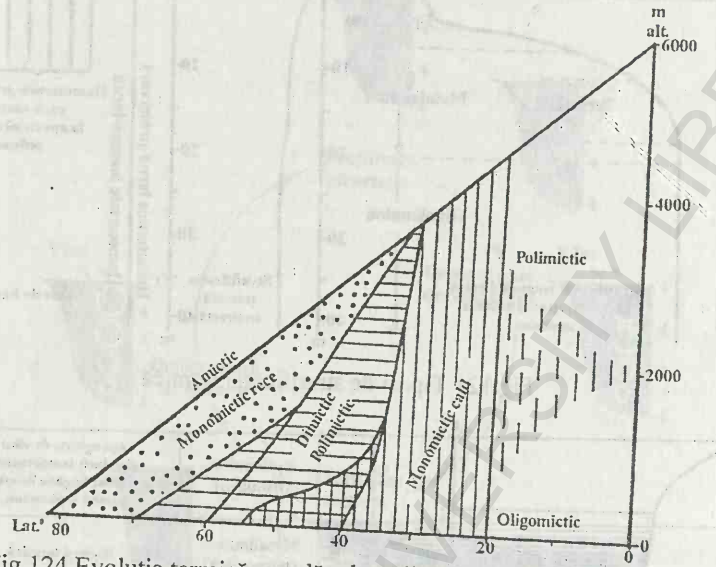


Fig.124 Evoluția termică anuală a lacurilor monomictice și dimictice

O categorie aparte de lacuri o reprezintă cele meromictice, adică cele care prezintă două strate de apă: unul superior, în care are loc o circulație normală (mixolimnion); altul inferior, lipsit de circulație (monimolimnion).

Lacurile se mai pot împărți în:

- Meromictice ectogenice, cu două straturi de apă: unul dulce (mixolimnion) cu o circulație activă a apelor; altul sărat (monimolimnion) neafectat de mișcări interne ale apelor (Lacurile Hemmelsdorfer din Germania, Harutoriko din Japonia, Seit din Filipine, Marele Lac Sărat din S.U.A. etc.). Apa sărată provine din revărsarea apelor marine, fenomen care se produce la intervale mari de timp.

- Meromictice crenogene cu două straturi de apă: mixolimnion și monimolimnion. Sunt alimentate din ape dulci, dar și din izvoare cu apă sărată și densă (Lacurile Ritom din Elveția, Girotte din Franța, Ulmenermaar din Germania, Sinmiyo și Miyako din Japonia etc.).

- Meromictice biogenice unde monimolimnionul este legat de prezența sărurilor provenite din apele afluenților, din procesul de evaporare, din descompunerea organismelor etc. Sunt mai numeroase decât celelalte două. La unele dintre ele stratul inferior are grosimi mai mari, o salinitate ridicată și este însoțit foarte adesea de hidrogenul sulfurat (H_2S). Acest strat mai este cunoscut sub numele de orizont de tip euxinic (L.Malawi, L.Tanganyika din Africa, L.Worthersee, L.Millstättersee, L.Yellersee, L.Hallstattersee din Austria, Marz din S.U.A.). Din această categorie face parte și Marea Neagră.

11. Fenomenele de îngheț

Fenomenele de îngheț sunt specifice zonelor climatice de la latitudini medii și mari, sau etajelor climatice de la altitudini mari. Majoritatea lacurilor situate în zona climatului temperat continental îngheață în sezonul rece al anului. Lacurile din zona de climă rece pot îngheța timp de 9-10 luni, sau chiar tot timpul anului. Ca urmare a schimbărilor termice repetate, în unele lacuri,

cu adâncimi mari, se manifestă variațiile sezoniere în distribuția zooplanctonului și a peștilor pelagici.

Formarea podului de gheață este strâns legată de scăderea temperaturii aerului (<0°C), de altitudine și gradul de mineralizare a apei.

Gheața lacurilor este încadrată în mai multe tipuri (Molceanov, Borodai citați de Pișota, 1995):

- cristalină și transparentă, care se formează în condițiile unei stări de calm a apei;
- grăunțoasă, care ia naștere din aglomerarea cristalelor de gheață sau din înghețarea zăpezii îmbibate cu apă;
- stratificată, alcătuită din câteva straturi de gheață cu grosimi variabile; se formează prin dispunerea unor bucăți de gheață deasupra altora, prin înghețarea zăpezii umectate și prin alipirea la partea inferioară a învelișului sticlos a unor bucăți de gheață plutitoare;
- sub formă de disc, care ia naștere în cadrul apelor puternic agitate; în timpul formării podului de gheață apar proeminențe accentuate de gheață sub formă ascuțită, plată sau rotundă; cele rotunde se rup în timpul vânturilor puternice și alunecă la suprafața gheții.

Pentru România durata podului de gheață în lacuri variază între 20-180 zile/an. În medie, fenomenele de iarnă apar în luna decembrie, pentru lacurile din regiunea de câmpie și podiș, și în noiembrie pentru cele din regiunea de munte. Aceleași fenomene dispar în februarie-martie și, respectiv aprilie-mai. Pentru lacurile cu interes hidroenergetic evoluția podului de gheață este supusă perturbărilor ca urmare a regimului de utilizare a apei.

Grosimea podului de gheață poate varia între 15-30cm la lacurile de pe litoralul Mării Negre, 20-40cm la lacurile de câmpie și podiș, 40-100cm la lacurile din regiunea montană (Geografia fizică a României, 1983).

Pentru lacurile de câmpie durata și grosimea podului de gheață este apreciată la 60 zile și 20cm, în regiunile de deal și podiș la 60-120 zile și 20-50cm, în timp ce la munte variază între 120-200 zile și respectiv 50-95cm.

12. Caracteristicile hidrochimice

Cunoașterea compoziției chimice a apei din lacuri are o foarte mare importanță în stabilirea diferitelor faze evolutive a cuvetelor, mai ales pentru explicarea anomaliilor de distribuție a regimului termic, de dezvoltare a vieții etc.

Compoziția chimică a apei din lacuri depinde de două mari categorii de factori: climatici și neclimatici.

Factorii climatici influențează pregnant hidrochimismul lacurilor acționând, în principal, prin intermediul cantității de precipitații, precum și prin temperatura aerului de care depinde evaporația.

Cei mai importanți factori neclimatici sunt reprezentați de litologia subasmentului cuvetei lacustre propriu-zise și a bazinului de recepție al lacului, pe de o parte și caracteristicile morfometrice ale cuvetei lacustre și bazinul hidrografic, pe de altă parte.

Compoziția chimică a apei din lacuri cuprinde ioni de HCO_3, Ca, Mg, SO_4, Cl, Na, K și câțiva compuși chimici aduși în cuveta lacustră sub formă de coloizi și gaze.

Substanțele chimice din lacuri se formează în urma dizolvării sărurilor aflate în compoziția rocilor, în urma descompunerii mâlurilor sau prin descompunerea în elemente biogene a unor materii organice. Acestea alcătuiesc grupa substanțelor chimice de origine autohtonă. Grupa substanțelor chimice de origine alohtonă ajunge în lacuri prin intermediul izvoarelor, al apelor de șiroire, al emisarilor și în urma activităților umane.

Variațiile mineralizației din apele lacustre se pot manifesta și în cazul unor vânturi de mare intensitate. Fenomenul este pregnant pentru lacurile adânci de mari dimensiuni (L.Zürich). Oxigenarea apelor este în funcție de anotimp (temperatură) și de dinamica apelor (valuri, curenți etc.). Unele lacuri dețin o mare cantitate de H_2S și nu pot întreține viața.

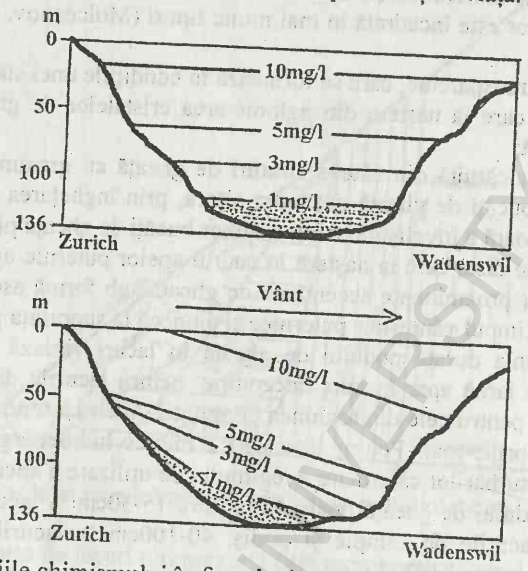


Fig.125 Variațiile chimismului în funcție de manifestare vântului (lacul Zürich)
după Thomas. 1979

Pentru România există și o variație a mineralizației specifică fiecărei trepte de relief. Valoarea absolută a mineralizației este aproape constantă în decursul unui an la lacurile montane; ea se ridică la valoarea de 133,54 mg/l sub podul de gheață și la 99,10 mg/l în timpul verii în cadrul lacului Bâlea (Munții Făgăraș). Amplitudinea variației crește mult, dar nu și legic. În zonele de dealuri și câmpie mineralizația poate ajunge la 70 mg/l în lacul Căldărușani (valori extreme de 797 mg/l și respectiv 727 mg/l) și cca.1.000 mg/l în lacul Doftana (valori extreme de 2.150 mg/l și respectiv 3.050 mg/l) (Gâștescu, 1971).

Din analiza concentrației în săruri pe cele trei categorii de lacuri (dulci, salmastre, sărate) și a tipurilor hidrochimice se desprinde existența unei anumite legități odată cu creșterea altitudinii. Gradienții hidrochimici diferă ca valoare pe fiecare treaptă de relief. Între 750-2.000m gradientul are o valoare de 50 mg/l la fiecare 250m; sub 750m altitudine valoarea este uniformă la fiecare 100m.

Lacurile pot fi grupate și după numărul ionilor de carbonați, sulfați și cloruri (Ujvari, 1972):

HCO_3 = ape carbonatate (hidrocarbonatate);
SO_4 = ape sulfatate;
Cl = ape clorurate.
După gradul de mineralizare (codificat):
— = ape slab mineralizate (<1 g/l);
m = ape cu mineralizare ridicată (între 1 – 24,7 g/l);

M = lacuri sărate (minerale) (>24,7 g/l).

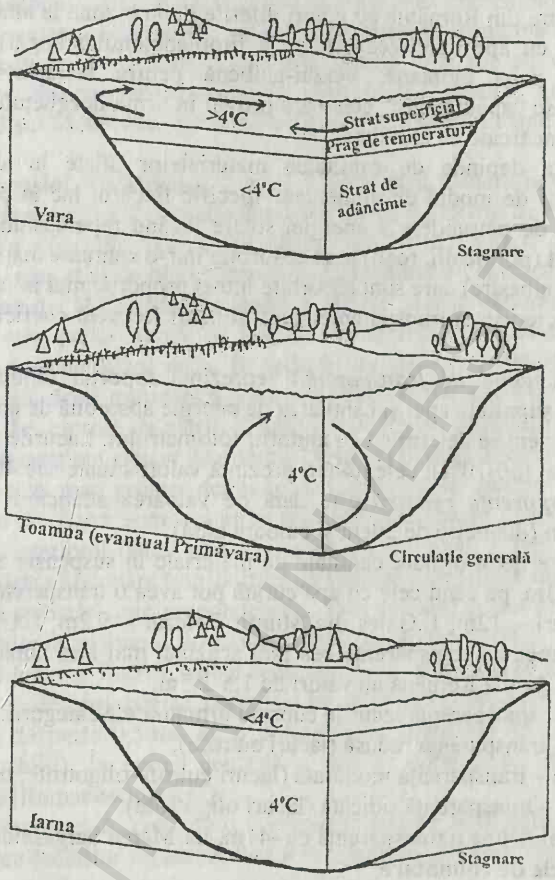


Fig.126 Existența oxigenului și circulația apei într-un lac
după Imboden, 1976

În funcție de potențialul trofic lacurile pot fi împărțite în trei categorii:

- oligotrofe, care conțin o cantitate redusă de săruri nutritive; au temperaturi medii scăzute, transparență mare și o mare cantitate de oxigen dizolvat (mai ales lacurile glaciare);
- eutrofe, care sunt bogate în substanțe nutritive; cantitatea de oxigen variază în funcție de anotimpuri, în timp ce aerisirea lacurilor se face ca urmare a unei circulații intense a apelor;
- distrofe, care prezintă o cantitate redusă de săruri nutritive; fac parte lacurile de mlaștină unde cantitatea de oxigen este foarte scăzută.

13. Culoarea și transparența apei

Culoarea este influențată de condițiile mediului înconjurător și de prezența diverselor substanțe chimice existente în apă.

Prima scară de culori pentru apă a fost creată de limnologul Forel. Scara culorilor se bazează pe combinarea, în diferite proporții, a sulfatului de cupru amoniacal (albastru) cu

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

cromatul neutru de potasiu (galben). Combinarea celor două soluții a dat o gamă de 22 culori care pornesc de la albastru și ajung la galben-verzui.

Apele lacustre din România au culori diferite de la o zonă la alta: albastru-verzui pentru limanurile fluviatile cu ape dulci (ca urmare a fitoplanctonului bogat); albastru închis la gri pentru lacurile din zona montană; verzui-galbenă pentru lacurile sărate. Localnicii din Delta Dunării numesc "apele negre" cele care provin în urma dezgheţului şi "apele albe" (adică galbene) de viitură, încărcate cu aluviuni.

Transparența depinde de cantitatea materialelor aflate în suspensie, de proporția substanțelor solvite și de modul de alimentare specific fiecărui lac în parte. Factorii respectivi influențează puterea de pătrundere a energiei solare, având repercusiuni asupra productivității. Razele de undă lungă (portocalii, roșii) sunt absorbite într-o cantitate mare, comparativ cu cele de undă scurtă (violete, albastre) care sunt absorbite într-o proporție mai mică.

Pentru caracterizarea transparenței sunt utilizați frecvent coeficientul de transparență și transparența relativă.

13.a. Coeficientul de transparență reprezintă raportul dintre cantitatea de energie luminoasă căzută pe suprafața apei și cantitatea de energie absorbită de apa lacului.

Acest coeficient se determină cu ajutorul fotometrului. Lacurile limpezi au un coeficient de transparență ridicat (60-70%); cele tulburi prezintă valori situate sub 40%.

13.b. Transparența relativă este dată de valoarea adâncimii până la care se poate observa discul Secchi (diametru de 30cm și culoare albă).

Lacurile care dețin o mare cantitate de materiale în suspensie au o transparență redusă cuprinsă între 0,2-0,3m, pe când cele cu apă curată pot avea o transparență foarte mare: L.Baikal – 42m; Marile Lacuri – 12m; L.Galeş din Munții Retezat – 9,2m; L.Ursu – 2,1m; L.Sf.Ana – 4,5m. Lacurile de luncă au transparența cea mai scăzută, mai ales după viituri, când scade sub 50cm. Lacurile din Câmpia Română au valori de 1,5-2,5m.

În funcție de transparență lacurile cuprind următoarele categorii:

σ1 = <2m – transparență redusă (lacuri eutrofe);

σ1 = 1-10m – transparență moderată (lacuri eutrofe-oligotrofe; tranzit);

σ3 = >10m – transparență ridicată (lacuri oligotrofe).

Lacul Baikal deține o transparență de -41m, iar Marea Sargaselor de -60m.

14. Procesele de colmatare

Toate procesele ce se desfășoară în lacuri determină o permanentă transformare a cuvetei lacustre. Există o continuă tendință care duce spre dispariție. Sedimentarea (sau colmatarea) bazinelor lacustre se produce în același timp cu procesul de alimentare cu apă. Sedimentele sunt de origine alohtonă (fluvială) și autohtonă (derivă din abraziunea malurilor, din materialele organice etc.). Transportul materialelor se realizează prin târâre, rostogolire, suspensie și soluție.

Ritmul de sedimentare este în funcție de cantitatea de materiale cărată de rețeaua hidrografică tributară, de salinitatea apelor și de condițiile dinamice.

Viteza de sedimentare diferă de la un lac la altul, fiind în funcție de mărimea particulelor solide, de densitatea lor și de gradul de mineralizare al apelor. O particulă cu diametrul de 10mm străbate un strat de apă cu grosimea de 1m într-un timp de 1,05 secunde.

Ca urmare a vitezei de colmatare lacurile din România au fost împărțite în:

ı = <1t/ha/an – colmatare lentă;

e = 1-5t/ha/an – pericol de colmatare rapidă a lacurilor de pe firul văilor;

E = >5t/ha/an – colmatare rapidă a lacurilor de pe firul văilor.

În apa lacurilor sedimentele sunt distribuite în funcție de dimensiunile particulelor solide și de gradul de agitație a apei. Odată cu procesul de depunere are loc și sortarea materialului, de la țărm spre zona mai adâncă. Cu cât distanța crește dimensiunea particulelor scade.

Cea mai lentă colmatare are loc în regiunile de munte ca urmare a faptului că predomină rocile rezistente la eroziune. Deși unele lacuri din zonele montane au vârste de 10.000 ani, depozitele sedimentare de pe fundul acestora sunt foarte subțiri. Lacurile din regiunile subcarpatice și din Podișul Moldovei sunt rapid colmatate. Procesul în sine se poate produce și la o singură viitură.

În lacurile Siutghiol, Techirghiol, Taşaul, Căldărușani, Amara-Ialomița etc. s-a ajuns la concluzia că 50% din depuneri sunt alcătuite din particule cu diametrul de 0,001mm.

Majoritatea lacurilor din zonele de câmpie și Delta Dunării au suprafața acvatică acoperită cu vegetație, mai ales de plaur. Procesul de colmatare organică, în acest caz, are loc într-un ritm foarte alert. Mâlul organic astfel acumulat poartă denumirea de sapropel. Sunt renumite nămolurile sapropelice negre și cafenii din limanurile fluviale și fluvio-maritime (L.Amara, L.Fundata, L.Techirghiol etc.). În lacurile de tasare din Bărăgan sunt nămoluri cu resturi vegetale ce conțin săruri minerale bogate cu sulfați de Na, Ca, Fe, Mg, fosfați de Al, Ca, Na, sulfuri de Na, Ca, Fe, clorură de natriu și hidrogen sulfurat. Nămolurile din lacurile de ocnă se evidențiază printr-un conținut ridicat de minerale și sărac în materii organice.

Lacurile cu cele mai groase depozite sedimentare se găsesc în Delta Dunării. În depozitele sedimentare din Balta Somovei turba are grosimi de peste 12m (Romanescu, Lupaşcu, 1999). În lacurile din interiorul deltei partea aluvionară anorganică deține proporții reduse. În lacul Gorgova materialele aluvionare transportate de Dunăre sunt fine și foarte fine; cele organice (din resturi vegetale și animale) sunt preponderente. Prin urmare, un rol important în procesul de colmatare îl au asociațiile faunistice și floristice (Gâștescu, Breier, 1978).

În complexul lagunar Razim-Sinoie sedimentele se diferențiază în funcție de depărtarea lor față de țărm, dar și de proveniența acestora. În apropierea uscatului continental de natură calcaroasă particulele de peste 0,5mm au o proporție de peste 80-90% (multe dintre ele sunt reprezentate și de cochilii). În partea centrală a lacului aceleași particule dețin o proporție cuprinsă între 10-20% (Romanescu, 1997).

Cel mai activ proces de colmatare îl prezintă lacurile artificiale, mai ales cele de mici dimensiuni. Colmatarea lacurilor de acumulare reprezintă un proces complex inerent condițiilor de scurgere prin cuvetă.

De cele mai multe ori lacurile de acumulare de mari dimensiuni prezintă un grad scăzut de colmatare (Vidraru – 1,02%), cele mici însă, putând fi colmatate, într-un timp foarte scurt, la o valoare de peste 80%. În acest caz se pot aminti lacurile de pe Argeșul superior și mijlociu: Oiești – 82%, Cerbureni – 71,5%, Curtea de Argeș – 70%, Zigoneni – 45,4%, Vâlcele – 26,5%, Budeasa – 21,3%, Bascov – 73%, Pitești – 61%, Goleşti – 27,4% (Teodor, 1999).

Timpul în care lacurile de pe râul Argeș se colmatează în proporție de 50% (T.50) variază de la 2,42 ani pentru lacul Pitești și peste 1.000 ani pentru lacul Vidraru. Dacă se fac referiri la timpul de colmatare T.50 în funcție de coeficientul de acumulare a stocului solid se constată că principala cauză a colmatării rapide a unor lacuri (L.Pitești, L.Bascov) o reprezintă amplasarea acestor lacuri cu coeficienți mici de acumulare în zone cu rate mari de eroziune (Teodor, 1999).

Lacurile pot evolua sau involua în funcție de factorii dominanți care acționează asupra dinamicii lor. În acest caz se ține cont de influențele climatice și de cele erozivo-acumulative.

CAPITOLUL VII ZĂPEZILE ŞI GHEŢARII - GLACIOLOGIA

Motto:

"Apa umanizează moartea şi amestecă sunete cristaline cu gemete adânci".

Gaston Bachelard, Apa şi visele

1. Glaciologie – definiţie

Glaciologia studiază anumite probleme ale gheţii, operând cu concepte şi modele teoretice proprii sau împrumutate de la alte ştiinţe, foloseşte metode şi tehnici specifice de cercetare etc.

Etimologic cuvântul *glaciologie* se referă la ştiinţa gheţii. Glaciologia este o ştiinţă interdisciplinară, de sinteză, care utilizează rezultate ale cercetării mai multor ştiinţe: hidrologia, oceanografia, meteorologia, geologia glaciară, geofizica, geomorfologia, mineralogia, metalurgia, fizica, chimia etc.

Glaciologia studiază doar gheaţa din natură formată în anumite medii: gheaţa de râu, de lac, de mare, de pe sol, din aer, din sol, din cavităţile subterane etc. Apariţia acestor tipuri de gheaţă este datorată îngheţului şi ştiinţa a purtat un timp denumirea de *criologie* (termen propus de Dobrowolski A.B.) care a fost abandonat după Anul Geofizic Internaţional (1957-1958).

Proprietăţile gheţii nu sunt studiate izolat, ci în relaţie cu celelalte componente ale mediului. Prioritară pentru glaciologie este studierea acestor relaţii de interdependenţă existente între gheaţă şi sol, relief, aer etc.

Învelişul de gheaţă al Pământului este cunoscut şi sub denumirea de *criosferă* sau *glaciosferă*.

Se pot desprinde două aspecte mai importante:

- conturarea glaciologiei ca ştiinţă;
- raporturile de interdependenţă cu ştiinţele Pământului desfăşurate în condiţii climatice reci, dispuse spaţial (latitudinal şi altitudinal) conturează *sistemul glaciar* (sinonim într-o oarecare măsură cu *mediul glaciar*.

2. Geneza zăpezii şi principalele proprietăţi

2.a. Proprietăţile fizice

Zăpada este o consecinţă a condensării vaporilor de apă la temperaturi situate sub 0°C. Ea rezultă dintr-o "sedimentare" subaeriană a cristalelor de apă ("gheaţă sedimentară").

- *Structura moleculară* este cristalină. Forma şi mărimea moleculelor sunt foarte variate. Cristalizează în sistem hexagonal.

Norii de gheaţă sunt situaţi la altitudini de peste 8.000-9.000m. Norii situaţi la cele mai mari înălţimi se prezintă sub formă lamelară sau fibre subţiri cu aspect mătăsos (cirus).

Structura moleculară a zăpezii este strâns legată de particularităţile atmosferei şi de stadiul de diageneză a cristalelor de zăpadă (Urdea, 2005).

Cristalele de zăpadă pot căpăta mai multe forme, grupate în general în 10 tipuri: ace, cupe, coloane şi prisme, stele, plachete, dendrite, agregate neregulate, măzăriche, ploaie îngheţată, grindină.

- *Dimensiunea cristalelor*: fine: 0.5 – 1 mm; medii: 1 – 2 mm; mari: 2 – 4 mm; foarte mari: >4 mm (pot atinge şi 8 – 10 mm).

Precipitaţiile se formează în momentul când temperatura unor mase de aer scade sub punctul de condensare. Viteza de scădere a temperaturii poartă denumirea de gradient adiabatic şi are valori diferite:

- 0,6°C/100m diferență de nivel când vaporii de apă se condensează (gradient adiabatic umed sau gradient adiabatic de saturație);

- 1°C/100m diferență de nivel când nu se produce condensarea (gradient adiabatic uscat).

La temperaturi de 0°C, când căderea se produce pe timp calm, cristalele au timp de creştere şi fulgii pot avea dimensiuni mari.

- *Densitatea zăpezii* depinde de porozitate. După căderea zăpezii densitatea variază în funcție de stadiul de diageneză: zăpada pudroasă proaspătă: 0,06 – 0,08; zăpada de două zile, pe pantă: 0,2; zăpada dinaintea iernii: 0,5 – 0,6; zăpada de avalanşă: 0,8.

De regulă densitatea zăpezii variază de la 0,1 la 0,8.

- *Densitatea gheții* are valoarea de 0,91. Proporția de aer din zăpadă poate atinge valoarea de 90%.

- *Permeabilitatea în aer* a zăpezii este ridicată. Aerul poate circula aproape liber.

- *Conținutul în apă* poate atinge proporții de 40% din volumul zăpezii căzute şi 75% din greutatea sa.

- *Conductibilitatea termică* este slabă datorită cantității mari de aer.

2.b. Proprietățile mecanice

Proprietățile mecanice depind de temperatura sa. Proprietatea elastică o atinge zăpada la temperaturi joase.

- *Plasticitatea* permite glisarea straturilor.

- *Rezistența la rupere* este cu atât mai slabă cu cât grăunții sunt mai mari. Rezistența la rupere scade în condițiile unor temperaturi ridicate.

- *Tasarea* permite transformarea zăpezii în névé şi mai apoi în gheață.

Névé-ul este constituit dintr-o zăpadă puternic consolidată (zăpada iernii precedente care nu s-a topit în timpul verii). Névé-ul are o densitate de cca. 0,6. Densitatea care se atinge în mod normal într-un an, în Munții Alpi, se poate realiza abia în 35-50 de ani în Groenlanda.

Diageneza are la bază expulzarea aerului conținut între grăunții zăpezii (Tricart, Cailleux, 1962):

- topirea locală sub efectul insolației;
- sublimarea de-a lungul porilor masei de zăpadă: firn;
- deformarea plastică şi rearanjarea în solid a cristalelor.

Transformarea zăpezii în gheață, prin compresiune, se poate realiza prin mai multe procedee (Kinosita, 1962):

- o simplă sudare a grăunților de gheață prin topire;
- ca urmare a presiunii au loc: simple apropieri, sudură prin topire, deplasarea grăunților, recristalizare completă, deformare plastică cu apariția unor planuri de alunecare;
- ca urmare a creşterii presiunii canalele de aer din grăunți nu mai comunică (recristalizarea este generalizată);
- mărirea grăunților prin metamorfism (unele bule de aer rămân între cristale, altele devin intracristaline);
- "zdrobirea" cristalelor mari (bulele de aer mari sunt fragmentate în bule mici).

Topirea locală are loc prin infiltrarea apei rezultată din topirea superficială sub efectul insolației, sau a apei rezultate din încălzirea grăunților în punctele de contact sub efectul mişcării maselor.

Sublimarea de-a lungul porilor masei de zăpadă (sau a névé-ului) este însoțită de condensarea vaporilor rezultați.

Deformarea plastică şi rearanjarea în solid seamănă cu metamorfismul general al rocilor (procesul se produce mai ales în adâncime sub efectul presiunii). Transformarea névé-ului în gheaţă se produce la adâncimea de 70-80m adâncime în Antarctida şi Groenlanda şi la 30-40m în gheţarii temperaţi. În cadrul circurilor, transformarea se produce la adâncimi mai mici.

2.c.Proprietăţile optice

- Refracţia

Direcţia după care o rază luminoasă polarizată traversează cristalul fără alterare corespunde axei de simetrie hexagonală. Gheaţa este optic pozitivă, uşor birefringentă şi uniaxă. La lumină naturală prezintă următoarele valori ale indicelui de refracţie:

$$\omega = 1{,}309$$
$$\epsilon = 1{,}310.$$

Gheaţa, ca şi apa, nu are culoare; în volum mare prezintă o uşoară tentă albăstrui-verzuie cu luciu sticlos.

- Termoluminiscenţa

Reprezintă proprietatea gheţii de a înmagazina energia în reţea şi a o restitui sub formă de radiaţie de încălzire.

Gheaţa este de 1.000 ori mai puţin luminiscentă decât calciul.

Curba de luminiscenţă este intensitatea luminiscenţei în funcţie de temperatură şi prezintă un vârf ascuţit la valoarea de –190°C (A) şi un vârf larg la –140°C (B); raportul B/A depinde de tipul gheţii şi prezintă următoarele valori: névé tasat – 1; gheaţă în contact cu roca – 3,12; gheaţă la presiunea de 60 kg/cm^2 – 17,0.

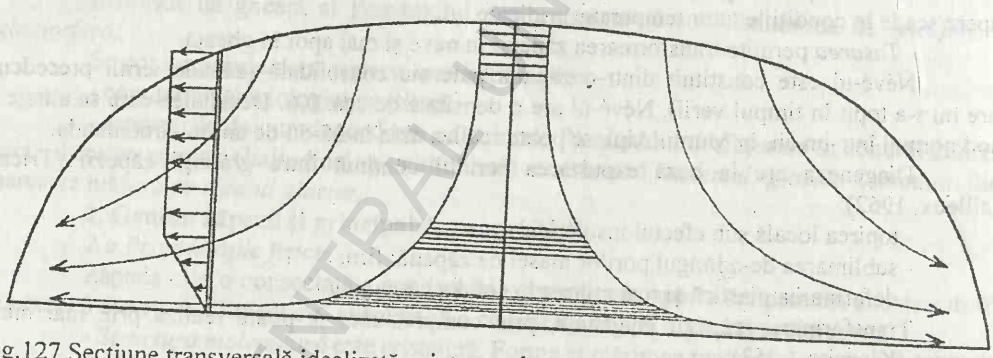


Fig.127 Secţiune transversală idealizată printr-un gheţar de calotă (deformarea gheţii creşte odată cu adâncimea

după Dansgaard et al., 1969

3. Structura gheţarului

3.a.Zona de alimentare

Ca urmare a faptului că zăpada căzută în timpul iernii nu se topeşte în întregime, rezultă o stratificare succesivă: la suprafaţă zăpada căzută în anul respectiv; zăpada anului precedent; névé-uri din ce în ce mai evoluate (30-40m în Alpi, 100m în inlandsis-uri).

Stratificarea névé-ului, de regulă, prezintă de la câţiva centimetri până la 1m, este relativ regulată. Stratificările din regiunile temperate sunt subliniate de pături foarte subţiri de praf care s-a depus în timpul verilor.

3.b.Zona de ablaţie

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În gheţarii temperaţi sau intermediari zăpada căzută în timpul verii se topeşte aproape în întregime sau complet fără posibilitatea de a se transforma în névé. Întreaga masă de gheaţă provine din zona de acumulare. Sub efectul compresiunii laterale, mai ales lângă stânci, când patul se îngustează, i-au naştere brazde longitudinale; când predomină tracţiunea se produc crevase (mai ales când gheaţa depăşeşte un prag).

Topirea este mai rapidă la contactul cu rocile unde gheaţa se subţiază în timp ce profilul transversal al limbii capătă o alură convexă. Textura se modifică odată cu structura: grăunţele au tendinţa de a se lungi şi întinde în lungul curgerii.

Pentru gheţarii de calotă situaţia se prezintă oarecum diferit. Zona de acumulare se suprapune peste sectorul unde cad precipitaţiile solide, în timp ce zona de ablaţie ocupă o poziţie periferică.

4. Limita zăpezilor permanente (persistente)

Pentru ca un gheţar să se formeze este necesar ca zăpada să se menţină de la un an la altul; acest lucru nu se poate petrece decât în condiţiile unei temperaturi medii situate <0°C. În realitate, linia zăpezilor permanente este o linie care corespunde cu punctele unde precipitaţiile lichide şi solide sunt în competiţie. Deasupra acestei linii cade mai multă zăpadă decât se poate topi. "Zona" zăpezilor permanente prezintă o limită superioară şi alta inferioară (amplitudinea altimetrică dintre ele diferă în funcţie de latitudine şi altitudine). Sub limita inferioară valorile bilanţului mediu anual al zăpezii sunt negative în timp; peste limita maximă acestea sunt pozitive. Un echilibru relativ între precipitaţiile solide şi lichide se realizează doar la limita inferioară.

Limita zăpezilor permanente variază totodată şi în timp suferind variaţii diurne, sezoniere, anuale etc. Ea poate varia şi în spaţiu, chiar în cadrul aceluiaşi masiv: pe versanţii nordici ea este mai coborâtă (dosul muntelui), comparativ cu versanţii sudici unde este mai ridicată (faţa muntelui).

Sub limita zăpezilor permanente, la capătul fiecărei limbi glaciare, se formează cursuri de apă care dau naştere unor râuri cu izvoare în gheţari.

Latitudine °	Emisfera nordică		Emisfera sudică	
	Altitudinea medie M	Altitudini extreme m	Altitudinea medie m	Altitudini extreme m
0 – 10	4.600	4.500-4.600	5.000	4.500-5.800
10 – 20	4.600	4.600-4.700	5.600	5.000-6.100
20 – 30	5.300	4.900-6.000	5.100	4.700-6.100
30 – 40	4.300	3.500-6.100	3.000	1.600-4.500
40 – 50	3.000	1.400-4.300	1.500	700-2.200
50 – 60	2.050	800-3.200	800	500-1.200
60 –70	1.100	550-2.300	-	-
70 – 80 - 90	550	300-1.000	-	-

Tabel 35 Limita zăpezilor persistente în raport cu latitudinea, altitudinea şi repartiţia uscatului şi a apei

BCU STIINTE NATURII LIBRARY

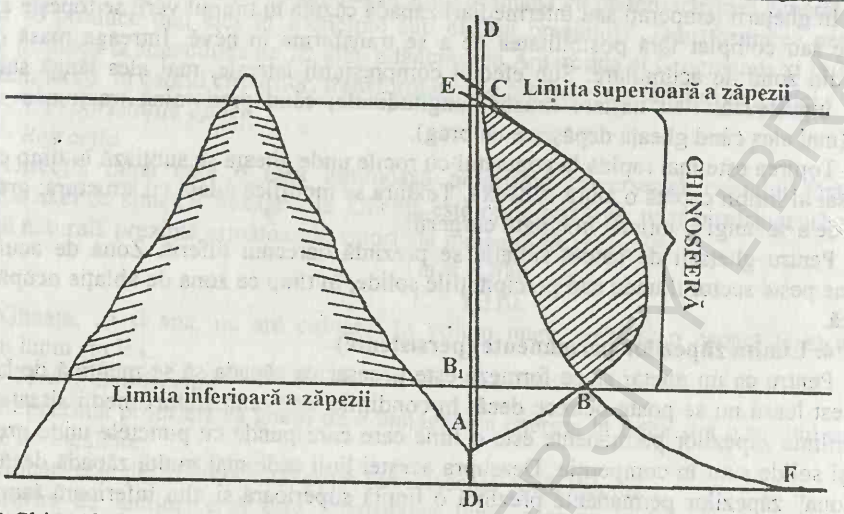


Fig.128 Chinosfera şi limitele zăpezilor: ABC-curba de acumulare la diferite înălţimi; FBCD-curba de ablaţie la diferite înălţimi

după Şumski citat de Markov, 1957

Limita zăpezilor permanente reprezintă un prag geografic foarte important deoarece deasupra se află domeniul gheţarilor (criosfera) şi dedesubt domeniul apelor curgătoare. În acest scop se mai utilizează şi denumirea de *nivel de glaciaţie* (Östrem, 1964). Izochinele sunt liniile care unesc punctele cu aceeaşi altitudine a limitei zăpezilor, situate deasupra nivelului mării.

5.Reacţia glaciaţiei în funcţie de climat

Noţiunea de nivel de glaciaţie presupune, făcând abstracţie de factorii topografici locali, că precipitaţiile şi ablaţia dintr-o regiune dată sunt în funcţie de altitudine; în realitate, ele depind de prezenţa şi întinderea gheţarilor: glaciaţia se refortifică într-un climat favorabil. Nu trebuie uitat faptul că pe un gheţar ablaţia este redusă (Lliboutry, 1965).

Slabele căderi de zăpadă care se topesc atunci când cad pe un sol cald nu se pot topi pe un gheţar care are temperatura de 0^0C. O ninsoare care a format un strat de zăpadă de 50-80 cm, în anul 1957, pe gheţarul Altai, s-a topit în 3 zile pe solul cald şi în 20 zile pe suprafaţa gheţarului (Tronov, citat de Lliboutry, 1965).

Pe de altă parte prezenţa unui gheţar provoacă, în climatul temperat, formarea unei pelicule de aer rece la suprafaţa sa. Această peliculă, care se scurge spre aval, dă naştere unei brize reci, desfăşurate pe o înălţime redusă, cunoscută sub numele de vânt catabatic. Un gheţar modifică local climatul în aşa fel încât el să poată rezista.

Ca urmare a variaţiei climatului limita zăpezilor persistente coboară şi gheţarii se desfăşoară doar pe unele vârfuri izolate. Pe aceşti gheţari limita unde ablaţia egalează acumularea se stabileşte mult mai jos. Pentru anii 1891-1949 s-a stabilit numărul mediu de zile cu ninsoare la Davos (Zingg, 1949), în funcţie de altitudine. Dacă Z reprezintă altitudinea în hectometri, el a pus în evidenţă formula:

$$D = 0{,}2425\ Z^2 + 0{,}94\ Z + 85{,}8.$$

Formula în sine dă: D = 365 zile pentru Z = 3.200; or, pe gheţarii regiunii, ablaţia egalează acumularea spre altitudinea de 2.800m.

În acest caz se disting două limite altitudinale unde ablația egalează acumularea:

- pe un *sol nud*: aceasta ar fi *limita superioară a mantalei nivale intermitente* sau *nivelul 365* (termen rusesc); se determină prin extrapolarea curbei care dă numărul de zile cu ninsoare pe an în funcție de altitudine;

- pe un *ghețar*: aceasta ar fi *linia de echilibru.*

Coeficientul nivometric reprezintă raportul dintre precipitațiile sub formă de zăpadă și precipitațiile totale. Acesta variază între 0 și 1 (în Alpi este 0 la <200m și 1 spre 3.400m alt.).

6. Grosimea și durata stratului de zăpadă

6.a.Grosimea (înălțimea) este limita zăpezii proaspete măsurată la sfârșitul fiecărei ninsori sau la sfârșitul unei perioade de 24 de ore.

La Cercul Polar de Nord grosimea stratului de zăpadă nu depășește 1m în Eurasia și 1-2m în America de Nord.

Grosimea stratului de zăpadă depinde de mai mulți factori printre care: latitudinea, altitudinea, expunerea reliefului față de circulația generală a atmosferei, declivitatea versanților, extinderea suprafețelor de uscat și de apă etc.

În Antarctida grosimea stratului de zăpadă nu ține cont de altitudinea sistemelor montane, ci de umiditatea aerului ca urmare a maselor de aer oceanice. În Alpi grosimea stratului este diferită: 42cm la Grenoble (220m), 9,60cm la Chamonix (1.430m) etc.; la 3.000m poate atinge 11m. Gradientul nivometric este de 4-4,5mm/m în cadrul masivelor din jurul depresiunii Grenoble-Chartreuse.

6.b.Durata stratului de zăpadă nu se confundă cu zăpezile permanente. Numărul zilelor cu strat de zăpadă crește de la Ecuator spre cei doi poli și odată cu altitudinea. În nordul Asiei și Canadei stratul de zăpadă persistă mai mult de 300 zile/an. În Munții Carpați zăpada poate persista peste 200 zile/an în locurile adăpostite (văi) sau la altitudini mari (Vf.Omu – 235 zile/an).

7. Repartiția actuală a zăpezilor și ghețarilor

Căderile de zăpadă și formarea ghețarilor diferă, mai mult sau mai puțin, în ceea ce privește locul de formare și repartiție. Dacă zăpezile cad pe aproape toată întinderea Globului, ghețarii sunt localizați numai în anumite locuri cu caracteristici stricte. În timp ce zăpezile pot acoperi cca.80% din suprafața Pământului, ghețarii se limitează doar la cca. 11% (Corbel, 1962).

Schoumsky P.A. (1957) estimează că, în funcție de anotimpuri, între 30-50% din suprafața Terrei este acoperită de zăpezi și ghețari; în acest caz este vorba doar de zone unde covorul de zăpadă este adesea de scurtă durată.

Dacă se fac referiri doar la regiunile care dețin un covor de zăpadă ce poate dura până la 6 luni, suprafața de zăpadă estimată (pe continente) se reduce doar la 20-25%.

Zăpada reprezintă doar 5-10% din cantitatea de precipitații ce cade pe Terra; cu toate acestea importanța ei este capitală. Dacă în momentul căderii zăpada se topește imediat, diferența față de ploaie este minimă; dacă ea se acumulează pe sol se schimbă total condițiile.

Întinderile de zăpadă, într-o manieră spectrală, metamorfozează solul. Hărțile montane ale Norvegiei, Austriei, Elveției sau Franței disting și separă rute ale iernii și rute specifice verilor.

Chiar și în cazul în care mantaua albă este de scurtă durată efectele sale morfologice se fac simțite. Zăpada modifică mai ales regimul hidrologic prin punerea în rezervă a precipitațiilor. În momentul topirii se produc revărsări care nu au de-a face cu ploile momentului.

Morfologic, suprafața topografică poate fi modelată și ca urmare a manifestării violente a avalanșelor: pudroasă; a unei plachete de zăpadă; a unui strat de zăpadă umedă etc.

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

Este o strânsă legătură între existența zăpezilor, valoarea temperaturii, a precipitațiilor și orientarea versanților; la acestea se adaugă, cu valoare de postulat, latitudinea.

În locurile unde zăpezile se mențin pe tot parcursul anului ele se transformă, încetul cu încetul, în gheață; în acest moment intervin și schimbări foarte importante în ceea ce privește morfologia peisajului. Sistemul de eroziune este complet bulversat deoarece ghețarii constituie organisme complet originale. Un ghețar se poate extinde destul de departe de zona sa de formare, aceasta depinzând în mod esențial de alimentarea prin intermediul zăpezilor (Cailleux, Tricart, 1953).

Factorul cel mai important pentru formarea ghețarilor este reprezentat de temperatură. Sunt necesare temperaturi negative pentru ca zăpada să se formeze și să persiste la nivelul solului. De obicei temperatura zăpezii variază între 0°-2,5°C; temperatura gheții însă, se apropie de temperatura medie anuală a aerului cu un maxim evident la 0°C. Temperatura din cadrul limbilor glaciare alpine se limitează la 0°C. Trebuie reținut faptul că temperatura de 0°C nu reprezintă o lege generală. Temperatura existentă în sectoarele cu inlandsis și gheață polară variază între –10°C sau -20°-50°C.

În urma analizării unui bogat material de specialitate se poate contura un tabel cu ghețarii existenți la ora actuală pe Terra. Ei sunt reprezentați de asemenea și de temperaturile specifice. Repartiția este făcută în funcție de regiunile climatice.

99% din cei 15.260.000 km^2 sunt reprezentați de gheață cu temperaturi foarte scăzute. În afara regiunilor polare și subpolare ghețurile zonelor semicalde și calde (44.800 km^2) sunt cu puțin mai extinse decât cele aflate la latitudini medii (49.800 km^2). Practic, ghețarii sunt răspândiți în domeniile climatice reci (ghețarii de calotă) și domeniile montane (ghețarii montani).

În cadrul zonelor de la latitudini medii sectoarele terminale ale ghețarilor de vale nu ocupă decât o foarte mică suprafață. Aceste zone sunt cele mai cercetate de către geomorfologi.

Regiunea	Suprafața km^2	Temperatura °C	
Antarctida	13.000.000	-40	-50
Inlandsis-ul Groenlandez	1.726.000	-15	-20
Restul Groenlandei	76.000	-15	0
Ellesmere – Axel Heiberg	100.000	-15	-20
Svalbard (Spitsberg)	58.000	-15	-10
Baffin – Bylot	42.000	-15	-10
Arhipelagul Franz Joseph	16.000	-10	-20
Severnaia Zemlea	16.000	-10	-20
Novaia Zemlea și restul arctic rusesc	23.500	-10	-15
Insula Devon	16.000	-10	-15
Alaska arctică	1.000	-8	-10
Laponia și Jan Mayen	3.300	0	-5
Totalul regiunilor polare	15.077.800		

Tabel 36 Ghețarii din regiunile polare (de la 65° la 90° lat. nordică și sudică, inclusiv zona sud-groenlandeză)

8. Repartiția cuaternară a zăpezilor și gheţarilor

Ca urmare a unor studii recente, pe lângă cele vechi, s-a conturat, într-o oarecare măsură, o hartă a extinderii maxime pe care au avut-o gheţarii în perioada cuaternară.

Gheţurile cuaternare însumau, în total, o suprafață de 43.783.000 km^2, adică de trei ori mai mare ca extinderea actuală a gheţarilor.

Reculul enorm al gheţarilor din Alpi sau Scandinavia nu s-a generalizat peste tot. Amploarea diferenţelor regionale este diferită în multe locuri de pe Terra:

- la sud de 40° lat. sudică; actualmente se mai menţin doar 85% din gheţarii cuaternari (dacă se elimină Antarctida proporţia scade doar la 7%);
- în zona caldă se mai găsesc doar 10% din gheţarii cuaternari;
- în America de Nord 12%;
- în zona Barents 7%;
- în vestul Eurasiei proporţia este infimă: 0,6% pentru Europa de Vest, 2% pentru Alpi şi Caucaz, 0,6% în Siberia de Nord, 0,002% în Europa de Est.

Extinderea vechilor gheţari depăşeşte cu mult regiunile bine înzăpezite existente astăzi.

9. Erele glaciare vechi

Noţiunea de eră Cuaternară a căpătat o foarte antropomorfizată formă; ea răspunde în principal la consideraţii ce se referă la apariţia omului şi a strămoşilor săi direcţi. În aceeaşi măsură ea reprezintă şi instalarea marilor instabilităţi climatice care s-au soldat cu apariţia glaciaţiilor şi perioadelor interglaciare.

Printre urmele inexplicabile descoperite de geologi se pot cita şi erele glaciare de pe supercontinentul primitiv Gondwana. Primele descoperiri ale acestor amprente au fost făcute de britanicul Blanford în India. Studiul său s-a oprit asupra unui soclu stâncos puternic striat de către gheţari. Păturile de pietre astfel marcate au căpătat denumirea de tilite. Surprinzător este faptul că aceste pietre se găsesc în mijlocul pădurii tropicale din sudul Indiei, într-un teren care este datat ca aparţinând Carboniferului sau începutul Permianului (cca.280 – 300 mln. ani în urmă). Blanford şi-a anunţat descoperirea abia după ce un ecleziast a făcut o constatarea asemănătoare în Australia. Cercetările ulterioare au pus în evidenţă urme similare în Africa de Sud, America de Sud şi Antarctida.

Din punct de vedere climatic existenţa tilitelor Permo-Carbonifere ridică anumite probleme: o parte din ele se găsesc în apropierea ecuatorului, or gheţarii de câmpie nu pot apărea la aceste latitudini; dacă se elimină ipoteza derivei continentelor nu se poate înţelege procesul de distribuţie a acestor elemente. Prin urmare, trebuie presupusă existenţa unei ere glaciare vechi în cursul căreia calota glaciară acoperea în totalitate emisfera sudică; în acelaşi moment emisfera nordică era acaparată de climatul tropical cu mări calde, populate de corali. Misterele pot fi explicate doar cu ajutorul derivei continentelor.

Cu timpul, au fost descoperite şi alte mărturii ale vechilor gheţari: în Tasmania Occidentală s-au găsit mărturii a trei glaciaţii succesive (eocambriene – cca.600 mln. ani în urmă; permo-carbonifere – 300 mln. ani în urmă; cuaternare – 1,8 mln.-17.000 ani în urmă). Erele glaciare au fost cu mult mai numeroase decât cele enumerate. În Sahara s-a identificat o glaciaţie veche de 450 mln. ani. Se crede că perioadele de intensă răcire au ocupat aproape 10% din timpul geologic scurs.

Geologii, alături de astronomi, au formulat numeroase ipoteze care să explice formarea calotelor glaciare şi a gheţarilor. Galaxia în care se găseşte Sistemul Solar (Calea Lactee) efectuează o mişcare în jurul axei sale în timp de 300 mln. ani. Când Soarele şi planetele trec prin apropierea unui intens câmp gravitaţional (ce aparţine unei grămezi de stele care poartă

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

denumirea de "Norii lui Magelan") suportă, mai mult sau mai puțin, efectul acestui câmp. Pe Terra apar maree de mare intensitate care modifică bilanțul termic marin și în consecință climatul. Apar premisele răcirii climei, formării ghețarilor și coborârii nivelului Oceanului Planetar. S-a invocat de asemenea și faptul că Soarele și planetele sale trec prin norii de praf intergalactic și se diminuează fluxul razelor solare. Glaciațiile pot fi și cauza derivei continentelor; în acest caz rolul esențial este deținut de ocean. Când circulația generală a maselor de aer, dintre ecuator și ținuturile polare, se efectuează în condiții bune, Terra trăiește o fază interglaciară temperată. Când, în funcție de poziția continentelor, schimbările dintre regiunile calde și reci ale mării nu se fac în cele mai bune condiții, clima suportă schimbări.

Geologii, geofizicienii și astronomii sunt de acord în a afirma că glaciațiile depind de două elemente esențiale: mișcarea de rotație a galaxiei și echilibrul hidrostatic al oceanelor.

În Europa Centrală și Septentrională, în Canada și Statele Unite ale Americii, s-au găsit urmele unor glaciații. Blocurile eratice existente în aceste locuri nu au fost transportate de Potopul lui Noe, ci de giganticele limbi glaciare.

Perioadele glaciare cuaternare s-au soldat cu formarea unor enorme calote glaciare deasupra Antarctidei și Arcticii. Cantitatea de apă evaporată și transformată în gheață a fost echivalată cu cea care a determinat scăderea nivelului general al mărilor cu cca.100-200m în decursul perioadelor reci.

Actualmente, pentru a se declanșa o glaciație, este suficient ca temperatura medie a Terrei să scadă cu cca.5°C. Scăderea temperaturii se poate datora derivei continentelor, migrației polilor, fazelor solare active, trecerea brațului Galaxiei Calea Lactee prin apropierea centurilor de atracție "Norii lui Magellan", existența în spațiul galactic a norilor de praf stelari pe care Soarele și planetele sale trebuie să-i traverseze ocazional și care, de fapt, absorb radiațiile etc.; la toate acestea se poate adăuga și influența exercitată de om.

Misterul erelor glaciare a fost definitiv rezolvat în cursul anilor 1830-1840. În timpul perioadelor glaciare nivelul mării ar fi mai scăzut și mai ridicat în perioadele interglaciare. Volumul de gheață implicat în fiecare proces glaciar se ridică la cca.40 mln.km^3. La punctul culminant al avansării ghețarilor nivelul oceanului ar fi inferior celui actual cu 100m. În timpul ultimei glaciații care s-a produs cu cca.17.000 ani în urmă mările au fost mai joase cu 160m. Dragajele efectuate pe platformele continentale au arătat că la aceste adâncimi s-au găsit fosile de animale marine care normal trăiesc la limita litoralului.

Actualmente, nivelul Oceanului Planetar crește cu 1-2mm/an; această creștere a nivelului ar corespunde cu topirea a 400 mld.m^3 de gheață. Principala zonă de regresie glaciară pare a fi situată în extremitatea occidentală a Antarctidei.

Chiar și în timpul perioadelor glaciare nivelul oceanelor poate varia considerabil. În 1886 geologul austriac Edward Suess afirma că într-o anumită epocă nivelul Mării Mediterane s-ar fi ridicat cu mai multe sute de metri și apele sale ar fi inundat o mare parte a Europei Centrale. Afirmația se baza pe faptul că a descoperit urmele unei vechi faleze, precum și a unor linii de litoral marin, în apropiere de Viena și Bavaria. Suess presupunea că asemenea ridicări marine pot fi provocate de acumulările de sedimente fluviale pe fundul oceanelor, și că, din contra, prin diminuarea înălțimii mărilor se explică subsidența acestor "deșeuri", adică prin dispariția lor în subasmentul mărilor. Fluctuațiile nivelului marin au fost considerate de autor ca fiind "eustatice" în cazul în care nu sunt legate de fenomenele glaciare.

Berlinezul Helmut Valentin propune alți termeni: "glacio-eustatism" - variațiile nivelului mării datorate fenomenelor glaciare ; "sedimento-eustatism" - variațiile provocate de umplerea bazinelor oceanice; "tectono-eustatism" - alte modificări ale nivelului marin imputabile

mişcărilor provenite din adâncurile scoarţei terestre. De remarcat faptul că glacio-eustatismul este însoţit de un schimb al volumului global de ape, în timp ce perioadele celelalte păstrează un volum de apă constant.

În cursul ultimilor ani s-au făcut descoperiri foarte importante în ceea ce priveşte expansiunea fundurilor oceanice. Când, într-o anumită regiune a Oceanului Planetar, se desfăşoară o expansiune rapidă a fundului se constată şi o creştere a fluxului de căldură venit din interiorul Pământului. În acest caz scoarţa oceanică se reîncălzeşte, se dilată şi în consecinţă nivelul mării se ridică. Când expansiunea fundului oceanic încetineşte scoarţa oceanică se răceşte, se contractă şi nivelul mării scade.

În timpul Cretacicului mediu (cca.85 mln. ani în urmă) s-a produs o accelerare brutală a ritmului expansiunii fundurilor marine (de 10 ori mai mare ca cel de astăzi); în acest caz nivelul Oceanului Planetar s-a ridicat cu peste 300m faţă de cel actual. Evenimentul a avut repercusiuni considerabile asupra întregii planete. Marea cretacică a inundat câmpiile litorale şi a izolat o parte a microcontinentelor existente în acea vreme. Consecinţele cele mai catastrofale s-au repercutat asupra faunei şi florei terestre. Se estimează că în acea perioadă a dispărut cca.50% din populaţia dinozauriană, cauză care a determinat de fapt şi declinul acestor reptile.

10. Ghețarii şi relieful derivat

Proveniţi din acumularea gheţii pe grosimi foarte mari, gheţarii sunt agenţi de transport originali şi eficace. Câmpul lor de activitate nu are extensiunea apelor curgătoare (doar 10% din suprafaţa continentelor se află sub influenţa lor).

Ca urmare a latitudinii, temperaturile foarte coborâte compensează slaba lor alimentare cu zăpadă; altitudinal însă, abundenţa zăpezii asigură preponderenţa lor în ciuda pierderilor masive ce decurg din topire.

10.a. Tipurile de gheţari

Tipologia gheţarilor este pusă pe seama criteriilor morfologice, fizice sau dinamice. Geografii utilizează prima variantă deoarece se ia în considerare repartiţia lor pe continente, locul ocupat de ei în peisaj şi gradul de dependenţă al acestora în raport cu relieful subiacent. Prin urmare, se disting două mari categorii de gheţari: regionali şi locali.

10.a.1. Gheţarii regionali

Gheţarii regionali (inlandsis-urile – din limba norvegiană care înseamnă *gheaţa din interior)* caracterizează un tip de gheţar groenlandez în formă de cupolă, cu profil larg convex. Sunt răspândiţi la latitudinile polare din cele două emisfere.

Prezintă dimensiuni gigantice. Cel mai vast, situat în Antarctida, se întinde pe 13,5 mln. km^2 şi atinge 4.270m altitudine. Cel din Groenlanda prezintă 1,7 mln. km^2 şi are 3.240m altitudine. Grosimea medie a primului este de 1.300-2.600m, în timp ce al doilea are 1.500m; valorile maxime ating 4.200m şi respectiv 3.000m. Împreună, cele două calote glaciare reprezintă 97% din suprafaţa acoperită cu gheaţă a continentelor şi 99% din volumul de gheaţă de pe Glob, sau 30 mln. km^3 de apă dulce, ceea ce echivalează cu 98% din apa dulce disponibilă.

Uniformitatea topografiei sub formă de dom a acestor enorme calote glaciare se datorează substratului stâncos pe care-l acoperă.

Inlandsis-ul austral acoperă peste 95% din continentul Antarctidei. Prezintă la vest un lanţ înalt de pliseuri ce se găsesc în prelungirea Anzilor, precum şi un scut oriental ce corespunde unui soclu precambrian. Cele mai înalte vârfuri a acestor morfostructuri şi a vulcanilor, care încă mai sunt activi (Erebus – 3.743m), străpung gheaţa sub formă de nunatakuri (termen eschimos). La contactul lor aceştia jalonează munţii transatlantici (Munţii Vinson – 5.100m) care se alungesc pe 3.300 km de la Oceanul Atlantic la Oceanul Pacific.

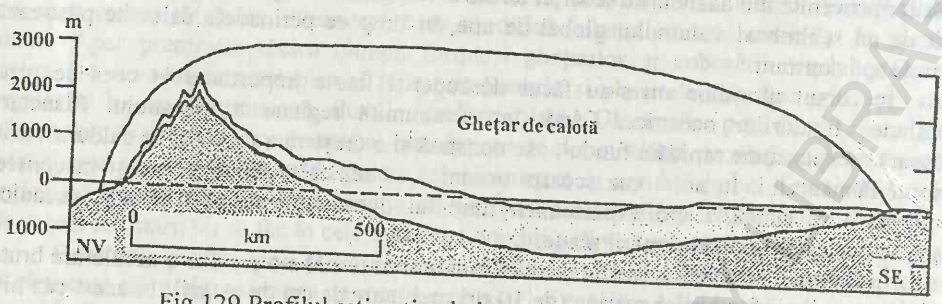


Fig.129 Profilul estimativ al gheţarului de calotă Sognefjord

după Robin, 1964

Calota glaciară atinge aproape peste tot nivelul mării. Emisarii cei mai importanţi avansează pe zeci de kilometri. Prin unirea lor se creează vaste platforme plutitoare, alimentate de căderi de zăpadă (Platforma Ross – 550.000 km^2). Ele se termină prin faleze de gheaţă de mari dimensiuni (Bariera Ross) de unde se desprind gigantice iceberguri. Cel mai cunoscut gheţar plutitor, reperat în largul Antarctidei, atinge 350 km lungime.

Inlandsis-ul groenlandez ocupă o cuvetă cu un fund mai puţin accidentat, înconjurat de o bordură montană înaltă. Circa 85% din masa continentală este acoperită de o calotă glaciară care prezintă două culminaţii separate prin "Col de Quervain". Pentru a atinge sectorul marginal gheaţa se mulează pe culoare largi, dominate de nunatakuri care ajung la 4.000m în Groenlanda nord-orientală. Unele iceströmuri (din cuvântul norvegian *eisström* care semnifică *fluviu de gheaţă*) sunt gigantice: gheţarul Humboldt are o lungime de 700 km şi 100 km lăţime.

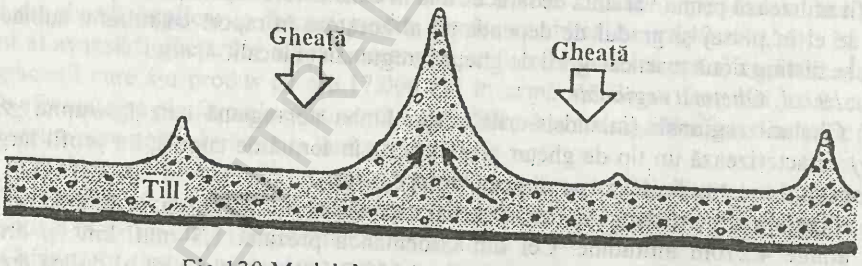


Fig.130 Modelul presiunii exercitate de gheaţă

după Hoppe, 1952

Gheţarii polari sunt alungiţi spre punctele de topire unde ating o grosime apreciabilă. Cu temperaturi de –25° -40°C aceste aparate reci oferă particularităţi fizice originale. Fenomenele de îngheţ-dezgheţ, cu slabă activitate, sunt localizate mai ales la margini, ele antrenând, cu încetineală, transformarea zăpezii în gheaţă. Sunt acoperiţi de névé-uri groase, împotriva unei alimentări limitate cu zăpadă şi a vânturilor violente care exercită un baleiaj eficace. Ablaţia, în general slabă, furnizează o mică cantitate de apă de fuziune, aşa încât acţiunea glaciară se dezvoltă practic în stare pură, adică fără aportul apei curgătoare. Ca urmare a topirii gheţarilor de calotă nivelul Oceanului Planetar a crescut şi este în continuă creştere.

Ca urmare a presiunii exercitate de gheţari, dar şi a deplasării lente spre margini, topografia suprafeţei terestre este modificată continuu. La limita externă a inlandsisurilor îşi fac apariţia o serie diversă de gheţari: de circ, de piemont, de platou, emisari etc.

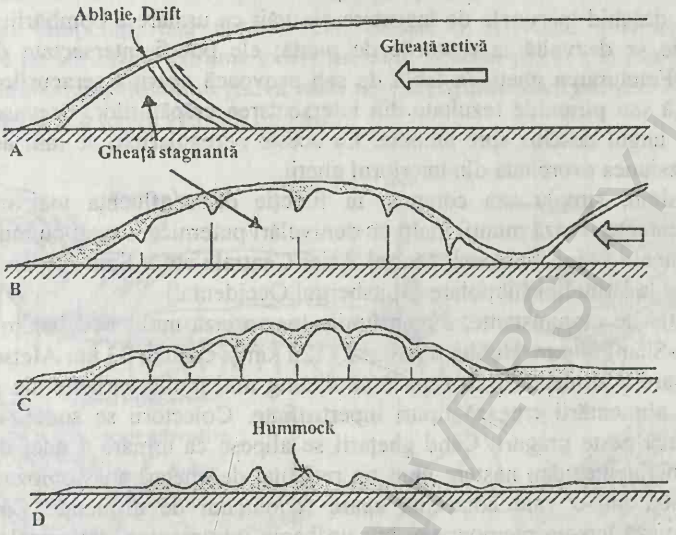


Fig.131 Stadii în formarea hummockurilor
după Flint, 1971

10.a.2.Gheţarii locali

Gheţarii locali prezintă grosimi mult mai mici decât cei continentali (regionali). Sunt repartizaţi în munţii tuturor continentelor, cu excepţia Australiei. În funcţie de această dispersare geografică şi de gradul lor de dependenţă cu relieful, tipurile morfologice diferă de la un loc la altul.

Păstrând toate proporţiile, gheţarii de platou (din cuvântul norvegian *fjeld* care semnifică *munte*) se aseamănă cu inlandsis-urile ca urmare a relaţiei lor de interdependenţă cu substratul stâncos. Cu toate că dimensiunile lor nu depăşesc câteva zeci de kilometri, se prezintă totuşi sub formă de calotă, dominată uneori de nunatakuri. Din aceste aparate simple se prelungesc uneori limbi glaciare scurte. Sunt frecvenţi în Alpii Scandinaviei, mai ales în Norvegia (gheţarul Hardangher). Tipul scandinav (norvegian) se regăseşte şi la altitudini mai mari, dar cu dimensiuni mai modeste (Munţii Alpi). În zonele aride sunt răspândiţi în Sierra Nevada (California), Anzii peruvieni şi bolivieni, Africa orientală etc.

Influenţa morfologică a reliefului se impune odată cu gheţarii de vale, configuraţia lor variind în funcţie de gradul de dezvoltare.

Tipul alpin corespunde celui mai clasic gheţar de acest gen. În amonte prezintă un organ colector reprezentat de o arie de alimentare acoperită cu névé. Acesta din urmă se localizează, uneori, într-un circ cu pereţii abrupţi care se ridică deasupra unei crevase de mari dimensiuni, marginale, cunoscută sub denumirea de rimaye; aceasta este deschisă între gheaţa care se prinde de pereţi şi cea aflată în mişcare. Din acest punct începe limba glaciară care se insinuează pe o vale ce reuşeşte să o umple mai mult sau mai puţin. Constituie organul difuzor care asigură

evacuarea gheții și reprezintă aria de ablație. Panta sa rămâne puternică până la frontul lobului terminal.

Convexitatea profilului transversal provine din intensificarea topirii provocate de căldura degajată de versanții învecinați. Ghețarul este brăzdat de numeroase crevase. Cele longitudinale se deschid în zonele de îngustare ale văii ca urmare a bombării masei de gheață. Cele transversale se dezvoltă la rupturile de pantă; ele pot fi intersectate de unele spărturi perpendiculare. Fracturarea gheții în tablă de șah provoacă apariția seracurilor care reprezintă turnuri de gheață sau piramide rezultate din intersectarea crăpăturilor. Crevasele oblice fac cu peretele văii un unghi deschis spre amonte. La aceste neregularități se mai adaugă și crestele create de compresiunea exercitată din interiorul gheții.

Tipul alpin, simplu sau compus, în funcție de confluența mai multor limbi sau încălecarea lor, caracterizează munții înalți cu denivelări puternice, situați cu mult deasupra liniei zăpezilor permanente (Alpi, Stâncoși, Munții Asiei Centrale etc.). Sunt răspândiți totodată și în masivele joase de la latitudini subpolare (Spitsbergul Occidental).

În funcție de circumstanțe, dimensiunile lor variază mult: Fedchenko (Pamir) 77 km, Inyltschek (Tian-Shan) 80 km, Hubbard (Alaska) 120 km și cu doar 33 km Aletsch (Alpi).

Ca urmare a alimentării cu zăpadă se disting mai multe variante ale ghețarilor alpini. Supraabundența alimentării creează tipuri hipertrofiate. Colectorii se sudează unii cu alții și limbile debordează peste praguri. Când ghețarii se alipesc ca urmare a unei deversări a gheții peste creste (transfluențe) dau naștere unui tip reticulat de ghețari anastomozați. Dacă ghețarul detașează o limbă într-o vale adiacentă apare fenomenul de difluență. Când limbile bine alimentate debușează într-un piemont sau într-un bazin intramontan, etalarea lor în loburi vaste coalescente definește tipul alaskian frecvent în regiunile subpolare umede (Malaspina și Morvine din Alaska).

O alimentare deficitară se traduce printr-o reducere progresivă a difuzorului, asistându-se chiar la dispariția sa. În acest caz rezultă ghețarii de vale, mai mult sau mai puțin atrofiați, de talie redusă.

La tipul pirineean ghețarul se cantonează într-o vale laterală sau se localizează în întregime într-un circ (Pirinei, Alpi etc.). Ghețarii pirineeni suspendați se termină uneori printr-o falеză (Tour din Mont Blanc) și o cascadă de gheață. Cei cu talia cea mai redusă sunt sub forma unor cornuri glaciare îngrămădite în cavități situate la adăpostul pereților. La limita lor inferioară ajung la dimensiunea unor simple pături de gheață. Aceste tipuri rudimentare reprezintă forme reziduale localizate la marginea limitei zăpezilor permanente. Ele supraviețuiesc ca urmare a unei expoziții favorabile supraalimentării cu zăpadă sau contrară topirii.

Ghețarii alpini mai sunt cunoscuți și sub denumirea de *ghețari de vale*. La rândul lor, aceștia cuprind două categorii: alpini propriu-ziși și himalaieni. Ghețarii himalaieni, față de cei alpini, nu prezintă circ.

Din punct de vedere fizic, ghețarii locali sunt aparate temperate, cu valori ale temperaturii în jur de 0°C. Fenomenele de topire și îngheț accelerează formarea gheții și a cristalelor sale. Limbile glaciare prezintă cuverturi subțiri de névé. Coborârea lor sub limita zăpezilor permanente favorizează topirea. Acoperirea cu diverse materiale protejează topirea. Mantalele de pietriș provoacă apariția conurilor de gheață și a deltelor de roci. Formele cele mai stranii, legate de topirea sezonieră, sunt reprezentate de penitenți, sistematic aliniați și înclinați în direcția soarelui. Ei provin din izolarea stâlpilor de zăpadă uscați de névé (uneori depășesc talia unui om), ca urmare a săpării de culoare adânci. Sunt răspândiți, mai ales, în munții de la tropice și cei din zona subtropicală (Anzi, Himalaia).

Apa eliberată din topire se organizează în rigole. Adesea sfârşeşte prin a dispare în fisurile gheţii pe care ea însăşi le-a lărgit sub formă de mori. Astfel se naşte o intensă circulaţie sezonieră de ape interglaciare, subglaciare şi proglaciare. În urma lor apar diferite forme tipic glaciare.

Gheţarii temperaţi, faţă de cei reci, cunosc o activitate puternic asociată apelor curgătoare. Între aceste cazuri extreme există tranziţii. În acest caz se pot cita gheţarii subpolari, caracterizaţi printr-o temperatură negativă până la o adâncime de câţiva zeci de metri în aria de acumulare şi supuşi la o topire estivală limitată.

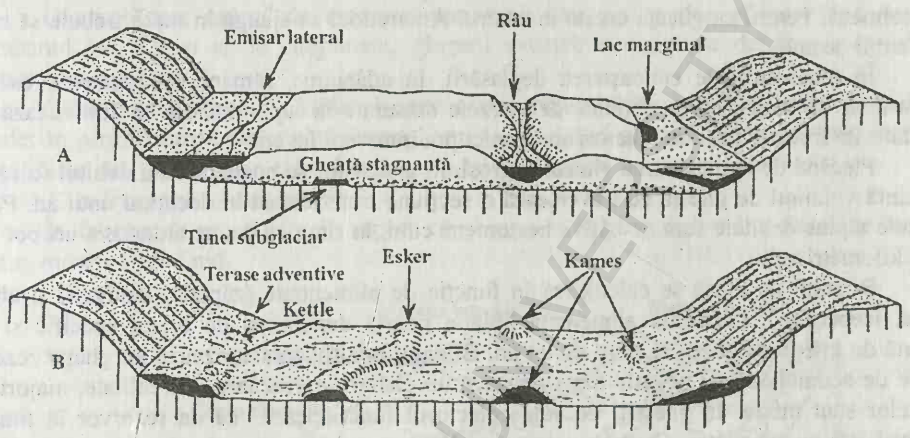


Fig.132 Formarea depozitelor glaciare

după Flint. 1971

11. Scurgerea glaciară

În funcţie de anumite condiţii gheţarii sunt mai mult sau mai puţin mobili. Dovezi ale mobilităţii sunt aduse de apariţia obiectelor abandonate la suprafaţa lor cu multe decenii în urmă. Observaţiile sistematice permit a preciza caracteristicile esenţiale ale curgerii glaciare.

11.a.Caracteristicile scurgerii glaciare

Curgerea glaciară se caracterizează, mai întâi de toate, prin viteza sa diferită faţă de cea a apelor curgătoare. Măsurarea se bazează pe fixarea balizelor, marcarea blocurilor stâncoase şi mai recent prin utilizarea martorilor radioactivi şi fotointerpretării. Se apreciază poziţia reperelor la intervale de timp determinate.

Datele astfel obţinute se referă, în primul rând, la deplasarea de suprafaţă. Pe ansamblu vitezele nu depăşesc câţiva zeci de metri pe an (Mer de Glace 125 m/an, Fedtchenko 185 m/an). Un afluent al gheţarului Malaspina (Alaska) deţine o viteză de 24.000 m/an, numai că ea este accidentală şi nu caracterizează deplasarea gheţarilor în general.

Se observă o încetinire a curgerii spre extremitatea limbii, cauză pusă în legătură cu ablaţia. Încetinirea laterală şi de fund este pusă pe seama frecării cu pereţii văii şi totodată ca urmare a grosimii mai mici. La trecerea unui prag viteza de curgere a gheţii se măreşte.

Deformarea în ogive, punctată spre aval de benzile mâloase anuale care acoperă suprafața unor ghețari, exprimă accelerarea vitezei spre axul ghețarilor. Curenții de gheață se organizează în funcție de lipirea sau încălecarea ghețarilor confluenți.

Măsurătorile efectuate în inlandsis-uri sunt mai rare. Curenții marginali din acești ghețari se deplasează cu 30-500 m/an. Unii emisari ai Groenlandei meridionale au valori de 7.000 m/an. Vidul creat de desprinderea icebergurilor accelerează fluxul în zona mărginașă. Frontul de topire, în cadrul unui ghețar, cunoaște retrageri și avansări în funcție de sezon sau de perioade mai reci sau mai calde.

Ghețarii de calotă sunt difuzi și foarte lenți, cu înaintări anuale limitate la câțiva metri sau decimetri. Pentru ca gheața creată în centrul Antarctidei să ajungă în mare trebuie să treacă zeci de mii de ani.

În toate cazurile cunoașterea deplasării, în adâncime, rămâne încă incertă, ea fiind dedusă doar de baza datelor obținute de vitezele măsurate la suprafață. Ea se diminuează spre fund datorită frecării, deși unii factori antagonici pot interveni invers.

Plecând de la măsurarea vitezei și grosimii ghețarilor se poate calcula debitul solid care reprezintă volumul de gheață ce traversează o secțiune transversală în decursul unui an. Pentru aparatele alpine debitele sunt de câțiva hectometri cubi, în timp ce pentru inlandsis-uri pot fi de câțiva kilometri cubi.

Bilanțul de masă se calculează în funcție de alimentație (zăpadă, lapoviță) și ablație (topire, icebergur). Diferența alimentație-ablație poartă denumirea de bilanț specific și este evaluată de înălțimea gheții în timp de un an. Bilanțul pozitiv caracterizează un ghețar rezervor pe cale de acumulare; cel negativ caracterizează un ghețar de evacuare. În realitate, majoritatea aparatelor sunt mixte. În ghețarii de vale colectorul funcționează ca un rezervor în timp ce difuzorul este un evacuator. Centrele colectoare din Antarctida și Groenlanda septentrională sunt slabe, în timp ce marginile sunt intens evacuatoare. Între aceste arii cu bilanțuri opuse se plasează o linie de echilibru. Într-un ghețar alpin ea este în apropierea névé-ului și se situează mai jos de linia zăpezilor permanente.

Din punct de vedere dinamic există mai multe tipuri de ghețari. Un ***tip activ***, bine alimentat și cu grosimi mari, rapid și puternic evacuator, se opune unui ***tip pasiv***, subțire, lent, cu debit slab. La limită se găsește un ***tip muribund***, foarte slab alimentat, stagnant sau cu mobilitate slabă determinată doar de gravitație (ghețarii reziduali alpini și pirineeni).

11.b.Interpretarea scurgerii glaciare

Curgerea gheții depinde de unele proprietăți mecanice ale sale: ea ține mai puțin de slaba sa vâscozitate, comparativ cu plasticitatea. Această aptitudine duce la o deformare permanentă și instantanee a gheții. Fenomenul este foarte complex și diferă în funcție de circumstanțe.

În ghețarii alpini se individualizează două zone. Cea de la suprafață este alcătuită dintr-o gheață casantă, fracționată de crevase. Ea corespunde unui regim extensiv, susceptibil de a crea tensiuni foarte puternice și brutale care la rându-le cauzează rupturile. La partea terminală a limbii, unde ea se subțiază, fragmentarea este puternică. La această zonă de alunecări sacadate, ca urmare a presiunii exercitate de greutate, apare o zonă de fluaj permanent ce caracterizează o gheață plastică supusă unui regim compresiv. Plasticitatea este subliniată de apariția pliseurilor și contorsiunilor. Pe frontul glaciar apare o alternanță de benzi de gheață compactă, transparentă, de culoare bleu, și de benzi de gheață bășicată, cu bule de aer, de culoare albicioasă.

Grosimea gheții și panta sunt factorii esențiali care controlează curgerea acesteia. Pentru fiecare punct există o grosime minimă necesară deplasării. În acest caz se trece de la un ghețar

rezervor la altul evacuator. Pe o pantă de 7° este suficient un start de gheață cu o grosime de 40m. Grosimea critică atinge valori considerabile pe pante minime. La o pantă egală ghețarii mai groşi sunt mult mai mobili decât cei subțiri.

În funcție de jocul complex al acestor veritabile interdependențe (grosime, pantă, viteză) se definește curgerea glaciară. Creşterea în înălțime antrenează o accelerare a vitezei care, la rându-i, tinde a limita în creştere debitul solid. În final se instaurează, între aceste variabile, o stare de echilibru care asigură evacuarea întregului excedent al precipitațiilor. Pentru Antarctida ablația compensează alimentația.

12. Activitatea ghețarilor

Ghețarii sunt agenți de eroziune mai mult sau mai puțini eficace în funcție de dinamismul lor. Ca şi apele curgătoare, ghețarii execută o activitate de ablație (eroziune), transport şi acumulare.

Ca urmare a eroziunii, văile glaciare sunt oarecum diferite față de cele torențiale sau fluviale: în profil transversal capătă forma litere U, cu umeri glaciari sau terase marginale. Pe fundul văilor, sau la marginea calotelor glaciare, îşi fac apariția "roches moutonnées".

12.a. Transportul morenelor

În funcție de poziția lor în raport cu gheața, se disting mai multe tipuri de morene: externe, interne şi de fund.

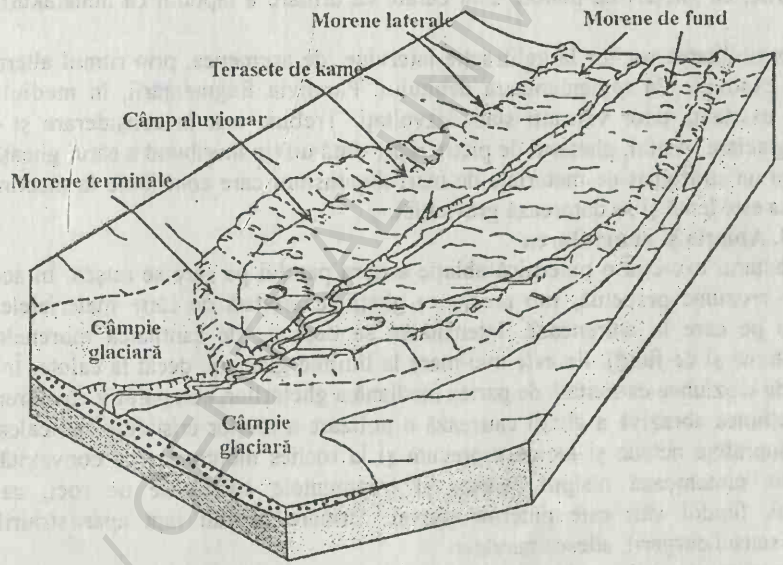


Fig.133 Elementele terminale şi laterale din depozitele unui ghețar
după Flint, 1971

Morenele externe (de suprafață) se găsesc pe suprafața gheții. Căderile de pietre, prăbuşirile şi avalanşele alimentează ghețarul din versanții înclinați. Pe inlandsis-urile şi pe ghețarii de platou sunt localizate în jurul nunatakurilor. Prin urmare, ele sunt mai puțin abundente ca pe ghețarii de vale. Distribuția lor copie configurația limbii. În partea superioară morenele laterale constituie cordoane pe marginea ghețarilor (morene laterale). Confluența a două limbi,

prin alipire, determină apariția unei morene mediane desfășurate în prelungirea promontoriului stâncos care le separă. Prin încălecare creează morene transversale. În vecinătatea frontului materialele morenei interne, aduse la suprafață ca urmare a topirii, formează o morenă de ablație. Reunirea frecventă a morenelor laterale creează o morenă frontală (terminală); ea este strâns legată de creșterea unei morene de ablație, ca urmare a staționării prelungite a ghețarului. Uneori, pădurea colonizează aceste morene de ablație care repauzează pe o gheață stagnantă sau cu mobilitate scăzută (Alaska).

Materialele morenei interne sunt diseminate în întreaga masă de gheață. Inițial, ele se grupează în strate alternante cu originea în baza ghețarului. Din cauza mișcărilor ce le animă ele urcă spre suprafață de-a lungul planurilor de ruptură sau încălecare. Altele, mai ales morenele de suprafață, se înfundă în masa ghețarului prin crevase.

Morenele de fund se găsesc la contactul cu patul albiei.

Ca urmare a unor circumstanțe date, abundența încărcăturii morenaice variază mult. Mecanismul este exprimat cel mai bine de morenele de suprafață. Ghețarii negri, acoperiți cu resturi detritice care sunt păstrate împotriva procesului de topire, se opun ghețarilor albi, slab afectați de resturile detritice. Gheața acoperită cu mase groase de resturi detritice reprezintă un ghețar de pietre.

Situațiile înainte amintite depind de extensiunea în volum a versanților în surplombă. Inlandsis-urile, ca ghețari de platou, sunt curate ca urmare a faptului că nunatakurile sunt slab dezvoltate.

Sensibilitatea rocilor la gelifracție intervine, de asemenea, prin ritmul alternant îngheț-dezgheț și expoziție, la reglementarea debitului. Paralizia fragmentării, în mediul polar, este cauzată de existența unor versanți slab dezvoltați. Trebuie luat în considerare și dinamismul aparatelor glaciare. Astfel, ghețarul de pietre reprezintă un tip muribund a cărui gheață fosilă este acoperită cu un strat gros de materiale de mari dimensiuni care contribuie la încetinirea topirii; înaintarea sa este lentă și se datorează gravitației.

13. Ablația și acumularea

Ghețarul exercită o puternică ablație asupra patului pe care se mișcă. În acest caz este vorba de o eroziune perpetuă, sub presiunea gheții, exercitată de către materialele pe care le conține sau pe care le antrenează. Intensitatea sa depinde de cantitatea morenelor aflate în mișcare (interne și de fund). Ea este mai mare la limbile glaciare, decât la calote. În primul caz este-vorba de eroziunea exercitată de partea mediană a ghețarilor, comparativ cu extremitățile.

Acțiunea abrazivă a gheții cauzează o polizare a rocilor cristaline sau calcaroase dând naștere la suprafețe netede și lucioase precum și la roches moutonées cu convexități multiple. Când gheața cimentează nisipul cuarțos și fragmentele colțuroase de roci, ca urmare a transportului, fundul văii este puternic gravat. Urmare acestui fapt apar striurile rectilinii orientate în sensul curgerii, adesea paralele.

Toate aceste acțiuni abrazive ating intensitatea maximă pe pragurile și contrapantele fundului de vale. Fenomenul se referă la desprinderea prin smulgere a blocurilor mari de roci. Aceste procese afectează doar aflorimentele stâncoase.

Morenele depuse sunt rezultatul topirii gheții. Ele se grupează în morene de retragere ca urmare a înghețului ce întrerupe reculul. Morena de ablație se suprapune celei de fund, distingerea lor separată în depozite este greu a fi efectuate. Grosimea acestor acumulări atinge câțiva metri până la maximum 100m. Caracteristicile lor sunt semnificative în funcție de particularitățile curgerii glaciare. De cele mai multe ori acumulările marginale sunt reprezentate de câmpii tip sandres sau de drumlinuri.

Elementele materiale sunt slab tocite şi aplatizate. Striaţiile lor provin din frecarea cu patul văii sau chiar între ele. Marea dispersie a dimensiunilor granulometrice exprimă o deplasare în vrac şi absenţa triajului ce derivă din slaba fluiditate a gheţii. Această puternică heterometrie este însoţită de lipsa totală a structurii.

Depozitele oferă aspectul unui amestec de blocuri şi pietre cu o matrice nisipo-mâloasă. Blocurile pot avea şi dimensiuni de câţiva metri până la zeci de metri. După depunerea lor de către masa de gheaţă, devin blocuri eratice. Avansarea frontului glaciar poate fi asemuită cu împingerea unui buldozer care determină apariţia unei morene de împingere. Ablaţia este în funcţie de mediile biogeografice existente.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Bibliografie selectivă

Amăriucăi M. (2000), *Şesul Moldovei extracarpatice dintre Păltinoasa şi Roman. Studiu geomorfologic şi hidrologic*, Editura Corson, Iaşi.

Ambroise B. (1998), *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant. Processus, Fecteurs, Modèles*. Editura H.G.A., Bucureşti.

Antonescu C.S. (1967), *Biologia apelor*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Bachelard G. (1997), *Apa şi visele*, Editura Univers, Bucureşti.

Bär O. (1977), *Géographie de l'Europe*, Librairie de l'Etat de Berne.

Bâra C., Chirilă Al. (1994), *Ghidul hidroameliorătorului*, Edit. Ceres, Bucureşti.

Bear J. (1972), *Dynamics of fluids in porous media*, American Publishing Company Inc., New York, London, Amsterdam.

Bear J. (1979), *Hydraulics of Groundwater*, McGraw Hill, New York.

Botnariuc N., Murgici A., Papadopol M. (1972), *Ecosistemele acvatice şi productivitatea lor*, Realizări recente şi perspective în biologie, Bucureşti.

Bravard J-P., Petit F. (2000), *Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial*, Armand Colin, Paris.

Breier Ariadna (1976), *Lacurile de pe litoralul românesc al Mării Negre. Studiu hidrogeografic*, Editura Academiei Române, Bucureşti.

Bretoteanu M. (1981), *Apele subterane o importantă bogăţie naturală*, Editura Ceres, Bucureşti.

Cameron W.M., Pritchard D.W. (1963), *Estuaries*, In: M.N.Hill (Editor). The Sea, Interscience NY, vol.2.

Caro P (1995), *De l'eau*, Editions Hachette, Paris.

Chiriac V., Filotti A., Teodorescu I. (1976), *Lacuri de acumulare*, Edit. Ceres, Bucureşti.

Chorley R.J. (1971), *Introduction to Fluvial Processes*, Methuen and CoLTD, London.

Chow V.T. (1964), *Handbook of applied hydrology*, New York.

Chow V.T. (1971), *Handbook of applied hydrology*, Mc.Graw – Hill Company, New York.

Cineti A. (1990), *Resursele de ape subterane ale României*, Editura Tehnică, Bucureşti.

Cojocaru I., Vişinescu I., Zamfir M. (2001), *Insula Mare a Brăilei. Reabilitare hidroameliorativă*, Editura EditDAN, Iaşi.

Corbel J. (1962), *Neiges et Glaciers*, Nr.361, Editions Armand Colin.

Cosandey Claude, Robinson M. (2000), *Hydrologie continentale*, Armand Colin, Paris.

Danchiv A., Stematiu D. (1997), *Metode numerice în hidrogeologie*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Diaconu C. (1988), *Râurile – de la inundaţii la secetă*, Editura Tehnică, Bucureşti.

Diaconu C., Şerban P. (1994), *Sinteze şi regionalizări hidrologice*, Editura Tehnică, Bucureşti.

Diaconu S. (1999), *Cursuri de apă – Amenajare, Impact, Reabilitare*, Editura H.G.A., Bucureşti.

Drobot R. (1997), *Bazele statistice ale hidrologiei*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Dumitrescu C.M. (1984), *Dialog despre apele minerale*, Editura Albatros, Bucureşti.

Dupuit J. (1963), *Etudes theorique et pratiques sur le mouvement des eaux*, Edition Dunod, Paris.

Dussart B. (1966), *Limnologie. L'étude des eaux continentales*, Gauthier-Villars, Paris.

Fetter C.W. (1994), *Applied Hydrogeology*, Macmillan Publishing Company, New York.

Flint R.F. (1971), *Glacial and Quaternary Geology*, John Wiley&Sons, Inc., New York.

Gâştescu P. (1971), *Lacurile din România – limnologie regională*, Editura Academiei Române, Bucureşti.

Gâştescu P. (1979), *Lacurile Terrei*, Editura Albatros, Bucureşti.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Gâștescu P. (1990), *Fluviile Terrei*, Editura Sport-Turism, București.
Gâștescu P. (1998), *Limnologie și Oceanografie*, Editura H.G.A., București.
Gâștescu P. (2003), *Hidrologie continentală*, Editura Transversal, Târgoviște.
Goldman C.R., Horne A.J. (1983), *Limnology*, McGraw Hill Book Company, New York.
Graf W.H., Altinakar M.S. (1993), *Hydraulique fluviale*, Tome I, Press Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne.
Guilcher A. (1979), *Precis d'hydrologie (marine et continentale)*, Editions Masson, Paris.
Guyot Ch. (1974), *L'hydrologie*, Presses Universitaires de France, Paris.York.
Hutchinson G.E. (1957), *A Treatise on Limnology*, Vol.I, Geography, Physics and Chemistry, Wiley, New York.
Imboden C. (1976), *Eaux vivantes. Initiation ŕ la biologie des zones humides*, Editions Ligne suisse pour la Protection de la Nature, Bâle.
Lambert R. (1996), *Géographie du cycle de l'eau*, Presses Universitaires du Mirail, Toulouse.
Larras J. (1964), *Embouchures, estuaires, lagunes et deltas*, Eyrolles, Paris.
Leopold L.D. (1994), *A View of the River*, Harvard University Press, Cambridge, MA.
Leopold L.D., Wolman M.G., Miller J.P. (1964), *Fluvial processes in geomorphology*, Freeman and Co, San Francisco.
Lliboutry L. (1965), *Traité de Glaciologie.Glaciars – Variations du Climat – Sols gelés*, Masson & C^ie^, Editeurs, Paris.
Musy A. (1998), *Hydrologie appliquée*, Editions H.G.A., Bucarest.
Newson M. (1994), *Hydrology and the River Environment*, Clarendon Press, Oxford.
Pandi G. (1997), *Concepția energetică a formării și transportului aluviunilor în suspensie. Aplicație în NV României*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
Pandi G. (2004), *Lacul Roșu. Studiu hidrogeografic*, Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca.
Pantazică Maria (1974), *Hidrografia Câmpiei Moldovei*, Editura Junimea, Iași.
Parde M. (1957), *Fleuves et rivières*, Armand Colin, Paris.
Pellegrini J-C. (2001) – *Note sur le massif karstifié de la vallée de la Casimcea (Dobrogea centrale, Roumanie)*. Travaux du Laboratoire de Géographie Physique Appliquée, n°19, Université Michel de Montaigne – Bordeaux 3, 33607 PESSAC cedex, France.
Petts G.E., Amoros C. (1993), *Le concept d'hydrosistème appliqué à la gestion écologique des fleuves*, In: Hydrosystèmes fluviaux, sous la direction de Amoros C et Petts G.E., MASSON, Paris.
Pișota I. (1995), *Hidrologie*, Editura Universității București.
Popa R. (1997), *Elemente de hidrodinamica râurilor*, Editura Dadactică și Pedagogică, București.
Pora E.A., Oros L. (1974), *Limnologie și oceanografie*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
Rapinat M. (1982), *L'eau*, Collection Que sais-je?, N.266, Edition PUF., Paris.
Ritter J. (1976), *Le Danube*, Edition Presses Universitaires de France, Paris.
Roberts N. (2002), *Schimbările majore ale mediului*, Editura ALL, București.
Roche M. (1963), *Hydrologie de surface*, Gauthier-Villars Editeurs, Paris.
Rodier J. (1984), *L'analyse de l'eau*, Editions Dunod, Paris.
Romanescu Gh. (1996), *Delta Dunării. Studiu morfohidrografic*, Editura Corson, Iași.
Romanescu Gh. (2002), *Medii de sedimentare terestre și acvatice. Delte și estuare*, Editura Bucovina Istorică, Suceava.
Romanescu Gh. (2003), *Dicționar de hidrologie*, Editura Didactică și Pedagogică, București.

Romanescu Gh. (2003), *Inundaţiile – între natural şi accidental*, In: Riscuri şi catastrofe, Editor Victor Sorocovschi, Editura Casa Cărţii de Ştiinţă, Cluj-Napoca.
Romanescu Gh. (2003), *Morpho-hydrographical evolution of the Danube Delta. Aquatic surfaces and inner lands, I*, Editura PIM, Iaşi.
Romanescu Gh. (2005), *Morpho-hydrographical evolution of the Danube Delta. Management of water resources and coastline evolution. Land use and the ecological consequences, II*, Editura „TERRA NOSTRA", Iaşi.
Romanescu Gh., Jigău Gh. (1998), *Geomorfologie*, Editura Universităşii de Stat Chişinău (Republica Moldova).
Romanescu Gh., Jigău Gh. (2001), *Dicţionar de hidrologie, hidrogeologie şi hidrofizica solurilor*, Editura Universităţii de Stat din Chişinău (Republica Moldova).
Roşu Corina, Creţu Gh. (1998), *Inundaţii accidentale*, Editura H.G.A., Bucureşti.
Salomon J.N. (1987), *Le Sud-Ouest de Madagascar*, Université d'Aix-Marseille.
Schram Maria, Pantazică Maria (1983), *Hidrologia uscatului*, Universitatea "Al.I.Cuza", Iaşi.
Smith K., Ward R. (1998), *Floods. Physical Processes and Human Impacts*, John Wiley & Sons, Chichester.
Sorocovschi V. (1996), *Podişul Târnavelor. Studiu hidrogeografic*, Editura CETIB, Cluj-Napoca.
Sorocovschi V. (2003), *Complexitatea teritorială a riscurilor şi catastrofelor*, In: Riscuri şi catastrofe, Editor Victor Sorocovschi, Editura Casa Cărţii de Ştiinţă, Cluj-Napoca.
Sorocovschi V. (2003), *Hidrologia uscatului*, Editura Casa Cărţii de Ştiinţă, Cluj-Napoca.
Sorocovschi V. (2005), *Câmpia Transilvaniei. Studiu hidrogeografic*, Editura Casa Cărţii de Ştiinţă, Cluj-Napoca.
Sorocovschi V., Buta I. (1994), *Hidrometrie - măsurători şi calcule hidrologice*, Editura Univ. "Babeş-Bolyai", Cluj-Napoca.
Stănescu V.A. (1995), *Hidrologie urbană*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Stenborg T. (1974), *Glaciology*, UNGI Kompendium, No.5, Uppsala.
Şelărescu M., Podani M. (1993), *Apărarea împotriva inundaţiilor*, Editura Tehnică, Bucureşti.
Şerban Gh., Batinaş R.H. (2005), *Noţiuni practice de hidrologie generală. Partea I, Hidrogeologie, Potamologie*, Editura Casa Cărţii de Ştiinţă, Cluj-Napoca.
Şerban P., Stănescu V., Roman P. (1989), *Hidrologie dinamică*, Editura Tehnică, Bucureşti.
Teodor S. (1999), *Lacul de baraj şi noua morfodinamică, Studii de caz pentru râul Argeş*, Editura Vergiliu, Bucureşti.
Trufaş V. (1975), *Hidrochimie*, Tipografia Universităţii Bucureşti.
Ujvari I. (1972), *Geografia apelor României*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Urdea P. (2005), *Ghețarii şi relieful*, Editura Universităţii de Vest, Timişoara.
Ward R. (1975), *Principes of hydrology*, McGraw-Hill, Maidenhead, UK.
Williams M.A.J., Dunkerley D.L., Deckker P., Kershaw A.P., Stokes T. (1994), *Quaternary Environments*, Edward Arnold, London.
Zamfirescu F. (1997), *Elemente de bază în dinamica apelor subterane*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Zăvoianu I. (1978), *Morfometria bazinelor hidrografice*, Editura Academiei Române, Bucureşti.
Zăvoianu I. (1999), *Hidrologie*, Editura Fundaţiei "România de mâine", Bucureşti.
* * * (1971), *Râurile României. Monografie hidrologică*, Edit. I.N.M.H., Bucureşti.
* * * (1992), *International Glossary of Hydrology WMO – UNESCO*, Genève-Paris.

Născut pe data de 1 septembrie 1959, în satul Malcoci, judeţul Tulcea.

Absolvent, în anul 1985, al Facultăţii de Biologie, Geografie şi Geologie, specializarea Geografie – limba şi literatura franceză.

Doctor în geografie fizică la Institutul de Geografie din Bucureşti (1994).

Actualmente funcţionează ca profesor la Universitatea „Al.I.Cuza" din Iaşi, Facultatea de Geografie şi Geologie, unde îndeplineşte şi funcţia de şef al catedrei de geografie fizică.

În 1996 a primit premiul „Umwelt and Wohnen" al universităţilor din Karlsruhe şi Konstanz, Germania.

A publicat 74 de articole în ţară şi străinătate: Germania, Italia, Ungaria, Grecia, Ucraina, Moldova.

A publicat 26 de cărţi şi cursuri universitare, dintre care 3 în limba engleză, domeniu predilect fiind reprezentat de Delta Dunării.

Specializări: oceanografie, la Institutul de Oceanografie din Southampton (Anglia); limnologie, la Institutul de Limnologie din Konstanz (Germania); geomorfologie, la Universitatea Sorbonne I din Paris (Franţa).

Profesor asociat la Institutul de Ştiinţe Reale din Chişinău (Republica Moldova).

Conferinţe la nivel internaţional: Paris, Nice, Saint-Nazaire, Arras, Valenciennes (Franţa), Southampton, Durham (Anglia), Konstanz (Germania), Tandil (Argentina), Ottawa (Canada), Liège (Belgia), Chişinău (Moldova).

Expediţii ştiinţifice: „Oceanul Atlantic 1994"; „Baikal 2001"; „Tierra del Fuego 2002"; „Labrador 2005"; „India-Nepal 2005", „Laponia 2005", „Marile Deşerturi Australiene 2006".

A călătorit în peste 50 de ţări de pe şase continente.

Domenii de competenţă: hidrologie, geomorfologie, zone umede, limnologie.

ISBN (10) 973 - 8432 - 38 - 3